



La zone " Pelvoux-Argentera"- Etudes sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du sud des Alpes occidentales .

Jean Vernet

► To cite this version:

Jean Vernet. La zone " Pelvoux-Argentera"- Etudes sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du sud des Alpes occidentales .. 1964, pp.294. insu-00536069

HAL Id: insu-00536069

<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00536069>

Submitted on 15 Nov 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

30€

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE

BULLETIN
DU SERVICE
DE LA CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE

LA ZONE "PELVOUX-ARGENTERA"

Études sur la tectonique alpine du socle
dans la zone
des massifs cristallins externes
du Sud des Alpes occidentales

par

Jean VERNET

N° 275 - TOME LX

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER
Paris : 15, rue des Saints-Pères - Liège : 17, boulevard de la Sauvenière

1965

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE

BULLETIN
DU SERVICE
DE LA CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE

LA ZONE "PELVOUX-ARGENTERA"

Études sur la tectonique alpine du socle
dans la zone
des massifs cristallins externes
du Sud des Alpes occidentales

par
Jean VERNET

N° 275 - TOME LX

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER
Paris : 15, rue des Saints-Pères - Liège : 17, boulevard de la Sauvenière

1965

LA ZONE “ PELVOUX-ARGENTERA ”**ÉTUDES SUR LA TECTONIQUE ALPINE DU SOCLE
DANS LA ZONE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES
DU SUD DES ALPES OCCIDENTALES**

PAR

JEAN VERNET

Collaborateur adjoint

au Service de la Carte Géologique de la France.

INTRODUCTION**I. — Généralités. La notion de socle
dans les Alpes occidentales externes.****Le domaine des recherches exposées dans l'ouvrage.**

Les terrains formant le substratum des dépôts mésozoïques dans les Alpes occidentales externes présentent tous une discordance stratigraphique avec leur couverture. Cette discordance justifie la notion de « socle stratigraphique ». Bien que, par places, il ne se soit pas déposé de sédiments au Trias sur ce vieux socle, l'appellation de « socle antétriasique » le définit de manière précise.

Mais la notion de socle prend ici sa réelle valeur lorsque l'on considère les effets de l'orogénèse alpine. Il est bien établi aujourd'hui que, dans les Alpes occidentales externes, la tectonique ainsi engendrée est différente, de façon systématique, selon que l'on considère le socle antétriasique, pris dans son ensemble, ou l'ensemble de sa couverture. Il y a là une disharmonie de grand style à l'échelle de la chaîne, qui a pu se développer à la faveur d'une insuffisance de liaisons mécaniques entre l'infrastructure, constituée par le socle antétriasique, et la superstructure, comprenant les divers terrains de couverture.

Ainsi apparaît un « socle tectonique ». Celui-ci englobe d'ailleurs presque partout, avec le socle antétriasique, une assez mince pellicule, restée adhérente, de la base de la couverture ; on notera l'heureuse circonstance, pour l'observation, que constitue la présence de ce témoin stratigraphique, indicateur sensible et fidèle des déformations.

Cependant la notion de socle est susceptible de s'étendre encore aux phases successives de l'orogénèse alpine. Dans certaines régions, l'ensemble plissé et arasé avant la transgression nummulitique, constitué par le socle antétriasique et des parties conservées de sa couverture mésozoïque, est devenu, sous le Nummulitique discordant, un « socle anténummulitique », partie principale d'un nouveau socle tectonique.

Il est clair que l'introduction de la notion de la tectonique d'écoulement par gravité est venue accroître l'intérêt de l'étude de la tectonique du socle en général. Un telle tectonique envisagée pour une couverture, indépendante quant à certains aspects cinématiques propres, ne peut être en effet que subordonnée à celle du socle. On est conduit par ailleurs à penser que, dans ses manifestations à grande échelle, la tectonique du socle exprime la « tectonique de fond ». Cependant le concept de tectonique de fond est plus large, et en particulier n'a pas besoin du support d'une dualité structurale socle-couverture. Il convient de rappeler que la tectonique de fond des Alpes occidentales externes, prises dans leur ensemble, a fait l'objet d'une étude, due à J. Goguel (1944).

La description des structures tectoniques du socle que j'ai observées ne m'a pas paru nécessiter l'emploi d'une terminologie particulière. Les termes d'anticlinaux, de synclinaux et dérivés, classiquement définis pour décrire les déformations par plissement des sédiments stratifiés, y sont étendus sans modification à toutes les masses rocheuses non stratifiées d'une part, à tous les terrains cristallins-cristallophylliens d'autre part. On sait que ces noms n'impliquent aucune hypothèse sur le mode de réarrangement des parties de l'ensemble déformé ; d'autre part, ils traduisent sans interprétation l'observation directe des surfaces de contact des masses non stratifiées ou cristallines-cristallophylliennes avec des couches sédimentaires stratifiées dans le cas d'un plissement souple ayant déformé l'ensemble.

Les résultats des recherches exposés au cours de cet ouvrage, sur la tectonique alpine du socle dans la région des massifs cristallins externes les plus méridionaux des Alpes, ne peuvent être considérés que comme des résultats préliminaires en ce qui concerne des problèmes importants.

Il a été possible, avant tout, de préciser beaucoup les formes tectoniques des massifs du Pelvoux et de l'Argentera (avec le dôme de Barrot, en reprenant des résultats antérieurs : J. V., 1958). Les descriptions détaillées de ces ensembles permettent de dégager en premier lieu un style tectonique pour l'ensemble des régions soulevées observables du socle. Mais, dans le massif du Pelvoux, l'analyse des rapports particuliers de la bordure nummulitique avec le plissement a dû faire intervenir certaines hypothèses

particulières, en ce qui concerne la part à attribuer, dans les formes actuelles du socle antétriasique, aux plissements antérieurs à la transgression nummulitique. Des problèmes délicats, tels que ceux de la question d'un héritage anténummulitique des structures actuelles ou de son absence, du rapport d'âge relatif de la sédimentation priabonienne et des débuts du soulèvement postnummulitique, ont été nécessairement abordés. Les rapports avec la tectonique alpine des structures du socle antérieures (hercyniennes surtout) n'ont pas été systématiquement examinés et seuls quelques résultats évidents sont établis dans ce domaine.

La tectonique de la couverture, envisagée dans ses rapports à rechercher avec celle du socle, n'a été que très rapidement abordée à travers des résultats d'observation fragmentaire sur le massif du Pelvoux et en raison des questions particulières posées ici. Dans cette perspective de limitation, je n'ai pas repris certains résultats et certaines hypothèses antérieurement exposés sur la tectonique de la couverture du dôme de Barrot ; mais la notion générale du rôle de la présence d'une couverture dans la détermination des accidents du socle et surtout de leur style, à titre d'hypothèse, a été soumise à un début d'examen.

La question des rapports des zones de faciès de sédimentation avec la zone Pelvoux-Argentera n'a donné lieu qu'à des remarques très succinctes.

Par contre, deux chapitres sont respectivement consacrés à un ensemble d'observations à grande échelle concernant de grands traits structuraux dans l'arc alpin occidental et à l'esquisse d'une succession d'événements orogéniques essentiels.

J'ai tenu à conserver à cette étude un caractère éminemment descriptif. Une seule hypothèse sur les mécanismes mis en jeu à l'origine de la formation des structures a été émise, en raison du fait qu'elle me paraît directement suggérée par l'observation : le socle s'est soulevé ici sous l'effet de compressions horizontales, ordonnées dans des champs particuliers responsables de la forme des massifs, des zones de distension relative pouvant localement apparaître dans un tel champ de compressions ou se développer régionalement.

Dans l'interprétation première des données d'observation, j'ai attribué une importance, qui paraît plus grande que celle généralement accordée, à la signification tectonique et orogénique du relief actuel.

Ce point de vue me paraît justifié par le caractère systématique de la correspondance observée, en bien des cas très fidèle, entre l'orographie et la tectonique aux diverses échelles. Dans les analyses structurales qui suivent, il est attribué en particulier la même valeur aux culminations orographiques définies par une surface d'érosion qu'aux culminations tectoniques du socle encore conservées sous une couverture. L'observation suggère en effet que les points élevés de la surface d'érosion du socle mis à nu définissent une enveloppe géométrique idéale située un peu au-dessous de la position qu'occuperait la surface du socle si les masses enlevées par

l'érosion étaient remises en place : les valeurs relatives des divers soulèvements orographiques ainsi considérés doivent épouser assez fidèlement celles des structures tectoniques qui sont respectivement à leur origine, l'érosion ayant eu jusqu'ici pour effet essentiel, non de raboter l'ensemble des hauts reliefs du socle, mais d'y creuser des sillons dont la soudure imparfaite a laissé les points élevés de l'ensemble presque intacts. Cette notion paraît particulièrement bien fondée dans le massif du Pelvoux où, de plus, la zone culminante même de l'orographie a encore conservé sur le socle un lambeau de couverture, mais une observation analogue a déjà été faite aussi pour des massifs voisins (voir sur Belledonne méridionale les remarques de P. Lory, 1952).

II. — Définition et situation de la zone Pelvoux-Argentera.

Les massifs cristallins externes de l'arc des Alpes occidentales forment au N une longue chaîne rectiligne, subdivisée sur toute sa longueur en deux rameaux. Ceux-ci sont très distincts dans la partie la plus septentrionale, où les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges en constituent une culmination particulièrement vigoureuse comprenant le plus haut sommet des Alpes.

Dans la partie S, aux deux rameaux ci-dessus (Belledonne externe et interne) s'en accole un troisième, plus interne, celui des Grandes Rousses-Rocheray. Les Grandes Rousses et Belledonne interne forment la deuxième culmination de la chaîne (pic de l'Étendard des Grandes Rousses, 3.473 m), mais celle-ci est cependant rejetée au troisième plan par le puissant massif du Pelvoux.

Ce dernier, à l'architecture de vaste dôme très court, et auquel les massifs cristallins externes du N viennent se souder, s'élève au SE, donc en position encore plus interne, dans l'ensemble, que les Grandes Rousses. Le massif du Pelvoux forme la principale culmination des Alpes au S du Mont Blanc (Barre des Écrins, 4.102 m).

L'ensemble de l'arc alpin occidental obéit cependant à une règle générale de décroissance des altitudes en allant du Mont Blanc, au N, à son extrémité SE. Il n'en est pas de même en extension latérale. Son domaine orographique se renfle beaucoup dans ses parties médianes. Ce n'est que tout à fait au S, à partir de son voisinage avec le massif du socle antétriasique provençal de Tanneron-Estérel et en bordure de la Méditerranée, qu'en accentuant sa courbure vers l'E, il se rétrécit alors rapidement jusqu'à sa jonction avec les Apennins.

Au S de Belledonne (au-delà du petit dôme de La Mure qui en est l'ultime expression), on ne trouve plus trace du socle antétriasique aux affleurements et l'allure de la couverture oblige à admettre que le socle s'enfonce profondément. Au S et au SE du Pelvoux, il n'en émerge tout d'abord que de

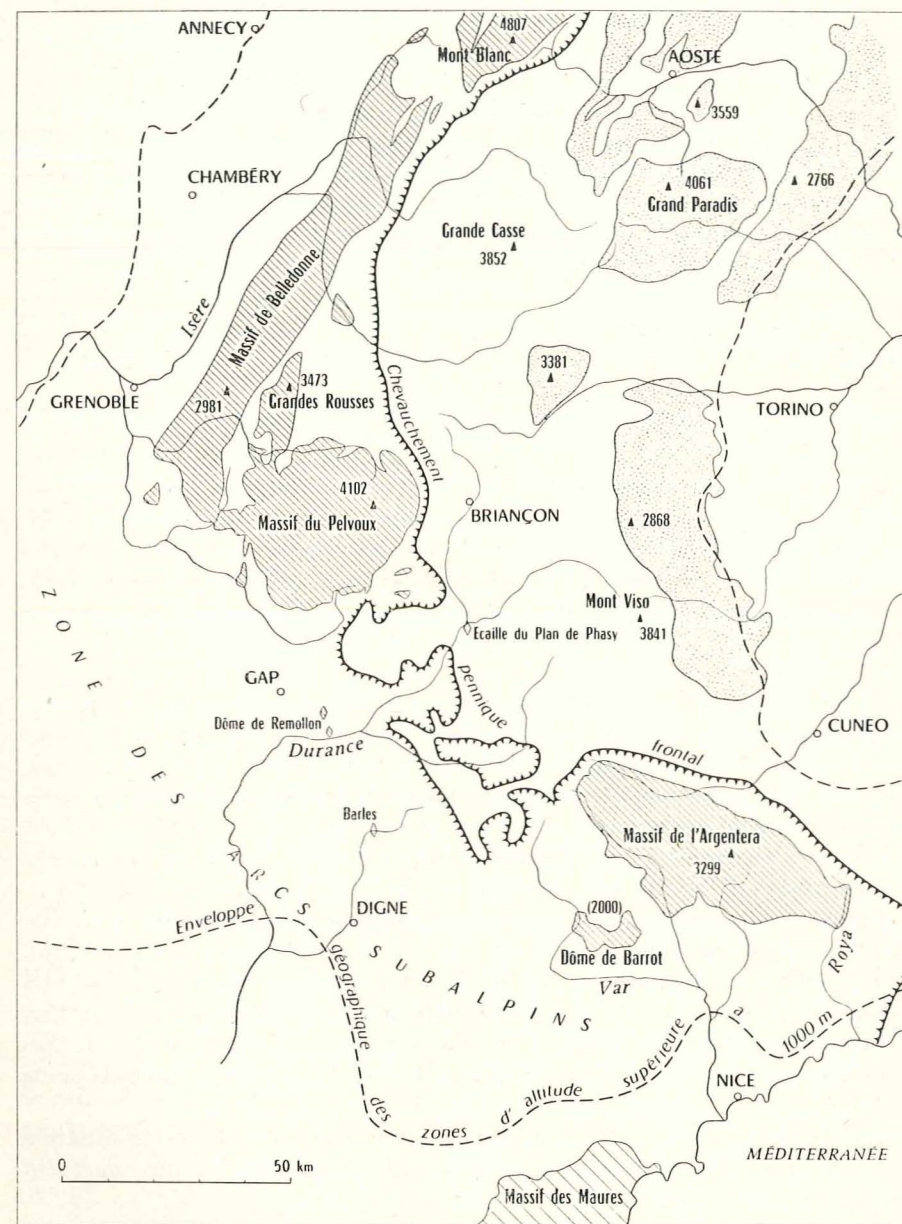


Fig. 1. — Les massifs cristallins alpins externes au S du Mont Blanc et leur place dans l'arc alpin.

Hachures serrées : massifs cristallins externes, affleurements permo-carbonifères associés. — *Pointillés* : massifs cristallins internes. — *Hachures espacées* : socle antétriasique provençal.

minuscules affleurements le long de la Durance et un peu plus au S, à basse altitude.

Mais les massifs cristallins externes ressurgissent au SE du Pelvoux avec le dernier et puissant soulèvement du socle antétriasique, le massif de l'Argentera. Selon la règle de décroissance générale des altitudes en allant vers l'extrémité de l'arc alpin, ce massif est cependant beaucoup moins élevé et culmine même moins haut que les Grandes Rousses (Rocca dell'Argentera, 3.297 m). Son amande, de forme encore ramassée, s'allonge dans la direction locale de la chaîne mais flanquée du côté SW, externe, du dôme permien de Barrot. Le massif de l'Argentera et le dôme de Barrot, très voisins l'un de l'autre, ne sont que deux zones culminantes d'une seule large intumescence du socle antétriasique des Alpes externes, très isolée vers l'extrémité SE des Alpes (J. V., 1958, *ibid.*).

On voit qu'il y a un net contraste entre le bloc des massifs cristallins externes du N, fortement soudés entre eux en chaîne allongée ininterrompue (nous n'avons pas à tenir compte ici des trouées épigéniques de l'Isère et de l'Arc) et une zone homologue méridionale, de style différent. Si le massif du Pelvoux peut être d'une part rattaché aux massifs septentrionaux par la continuité du soulèvement, il est possible aussi de l'inclure, avec l'intumescence Argentera-Barrot et la large zone d'ennoyage relatif très marqué qui les sépare, dans la zone méridionale. J'ai appelé celle-ci, pour abrégé : « zone Pelvoux-Argentera ».

Dans l'ensemble orographique des Alpes, la zone Pelvoux-Argentera se situe ainsi : le massif du Pelvoux se place à peu près au milieu de la courbe que forme l'arc alpin occidental ; de vastes régions montagneuses le séparent, par ailleurs, de chacune des bordures externe et interne de la chaîne. L'intumescence Argentera-Barrot fait figure de borne angulaire à partir de laquelle les Alpes s'abaissent et se rétrécissent rapidement tout en tournant à l'E. A la bordure alpine externe, devenue une limite méridionale, au lieu d'occidentale sur le parallèle du Pelvoux, vient alors se juxtaposer une mer relativement profonde (fonds de 2.500 m) par un talus continental abrupt, sans plateau continental. Le massif de l'Argentera se trouve d'autre part beaucoup plus près du bord interne alpin que du bord externe, contrairement à tous les autres massifs cristallins externes. Il domine même de très près, par une façade abrupte, la plaine du Piémont, au droit de ses plus hauts sommets.

La zone Pelvoux-Argentera présente d'autre part les rapports de situation suivants avec les grandes zones tectoniques longitudinales qui émergent dans l'ensemble orographique.

Les zones tectoniques internes se développent beaucoup sur la transversale du Pelvoux, avec le massif cristallin interne de Dora-Maira, à l'extrême E et les diverses zones de nappes, tandis que, sur la transversale du massif de l'Argentera, ces mêmes zones, fortement écrasées les unes contre les autres, arrivent à ne plus former que de très médiocres reliefs dans l'étroite bande

(quelques kilomètres de large) qui sépare le massif cristallin de la plaine du Piémont. Ajoutons pour mémoire qu'à ces zones internes appartiennent, sur la transversale du Pelvoux, la série de lambeaux cristallins en situation d'écaillés déracinées et charriées, et qu'il convient de citer en raison de la polémique soulevée sur le problème de l'origine du principal d'entre eux, la « Quatrième écaille » de P. Termier.

Cependant, les deux massifs cristallins occupent des positions presque identiques au front des zones internes. On peut les comparer à deux môles, contre lesquels s'arrêtent les grands affleurements des nappes internes. Ces dernières, en effet, s'étalent sur toute la largeur de la grande dépression durancienne intermédiaire, jusqu'à déborder beaucoup, vers l'W ou le SW, l'un et l'autre des massifs cristallins dont elles moulent les avancées. Entre le front des nappes et le socle des massifs, une mince lisière de couverture autochtone est elle-même, en bien des points, débitée en écaillés parautochtones (écaillés ultra-dauphinoises).

Au N du Pelvoux, le socle antétriasique s'enfoncé profondément, mais relayé à l'W par le double rempart des Grandes Rousses-Belledonne. Au SE de l'Argentera, il y a aussi terminaison rapide du soulèvement du socle autochtone avec ennoyage profond, et cette fois sans relais. On voit en même temps que les unités charriées internes, dans leur large débordement du massif de l'Argentera de ce côté, viennent brusquement former la totalité du relief alpin jusqu'à la mer.

Du côté externe, Pelvoux et Argentera-Barrot sont respectivement ceinturés par deux larges zones de plis grossièrement concentriques, qui constituent les zones subalpines depuis le Vercors jusqu'à la vallée de la Roya où s'arrête au SE le domaine externe alpin.

III. — Les roches de la zone Pelvoux-Argentera.

En raison de la disposition isolée de ses soulèvements, la zone Pelvoux-Argentera ne présente que des affleurements très espacés du socle antétriasique qui ne couvrent même pas le quart de la surface comptée entre deux courbes parallèles tangentes à ses affleurements principaux. On trouve donc au NE le gros affleurement pelvouxien, au surplus solidaire de ceux des Grandes Rousses et de Belledonne, et au SE les deux affleurements très voisins du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot, avec seulement de minuscules écorchures intermédiaires dans la région durancienne.

1. Le socle antétriasique. — Le substratum du Trias, dans le massif du Pelvoux, est formé en presque totalité d'ectinites de la zone des gneiss, de migmatites et de granites.

C'est surtout à l'W que les séries d'ectinites paraissent former des ensembles de quelque étendue. On sait que, plus au N, Cl. et P. Bordet considèrent

l'existence de deux séries stratigraphiquement superposées : une « série verte » sur laquelle repose une « série satinée », par l'intermédiaire d'un conglomérat de base. La question de savoir ce qui correspond à ces séries ici n'est pas résolue ¹.

Pétrographiquement, on distingue avec netteté du reste du complexe gneissique, des zones amphiboliques et des cipolins. Les zones amphiboliques occidentales se signalent par une stratification bien apparente dans le paysage. Les cipolins forment des bancs lenticulaires, en général concordants avec le litage des gneiss, en quelques larges feuillets à l'W, où ils ont été exploités (Haut Valsenestre, Valjouffrey, Bas Valgaudemar), en innombrables lits minces (1 à 200 cm) à l'E, surtout, dans certains secteurs privilégiés (mont Pelvoux et pic de la Feste, région Plan de l'Alpe-pointe Nérot-glacier de l'Homme).

Les migmatites, surtout largement développées à l'E et au S, apparaissent sous des faciès variés. Il s'agit le plus souvent d'embranchites, mais elles passent en de nombreux endroits à des anatexites et à peu près sûrement à des granites d'anatexie ; toutefois l'étude de la question n'est encore qu'ébauchée.

Un vaste affleurement granitique à caractères de massif circonscrit très nets définit le « granite du Pelvoux », alcalin orthosique à orthoso-albitique, plus jeune que les ectinites et les migmatites qu'il a envahies. Il forme un puissant batholite qui apparaît divisé en plusieurs intumescences dont certaines sont nécessairement l'effet des déformations tectoniques ultérieures. Le granite du Pelvoux s'élève çà et là très haut dans l'ensemble orographique du massif et forme quelques-unes des plus hautes crêtes. C'est parmi les autres granites, à muscovite, à amphibole ou aussi à biotite seule, que doivent se trouver des granites d'anatexie et, peut-être, des granites syntectoniques.

Des formations beaucoup moins métamorphiques apparaissent très sporadiquement en gisements réduits, dont des lames étroites et allongées, au sein de la masse granito-gneissique. C'est parmi de telles formations qu'il faut classer les terrains transformés en cornéennes par le métamorphisme de contact du granite à l'E du massif et que se rangent les calcaires stratigraphiquement superposés aux gneiss du sommet du mont Pelvoux et appartenant eux-mêmes à la zone des Micaschistes supérieurs.

Des formations exemptes de tout métamorphisme de zone se voient aussi en affleurements réduits, presque exclusivement cantonnés à l'W. Il s'agit pour l'essentiel, de conglomérats, grès et schistes carbonifères, où le Westphalien D et surtout le Stéphanien sont bien caractérisés. Des coulées d'« orthophyres » (en réalité des rhyolites à plagioclases) y sont interstratifiées. Ces formations comprennent, à leur sommet extrême, deux lambeaux

¹ Le schéma interprétatif ci-dessus est d'ailleurs déjà modifié par ses auteurs : voir P. BORDET, *B. C. G. F.*, t. LIX, n° 269 (La « série brune »). (Note ajoutée en cours d'impression).

très réduits de grès et conglomérats colorés, attribués au Permien, et reposant sur le Carbonifère à la bordure W (Les Prats et surtout Les Rouchoux).

Ce socle est riche en filons éruptifs variés, surtout au N et à l'E du massif. Des kersantites forment, par places, un réseau filonien dense, aux aspects très sensibles dans le paysage (haut vallon de la Selle). Des rhyolites à plagioclases y représentent des voies d'émission des coulées carbonifères.

On notera la variété pétrographique présentée par l'ensemble des minuscules affleurements duranciens : schistes cristallins à Remollon, Cristallin et Carbonifère non métamorphique plus au S et vers l'E, du granite avec une couverture de Permien non métamorphique.

Dans le massif de l'Argentera réapparaît un vaste affleurement massif de terrains cristallins. Il est constitué par un ensemble complexe d'ectinites gneissiques, de migmatites et de granites. Cependant, des terrains du Primaire supérieur non atteints par le métamorphisme de zone, ni granitisés, apparaissent en affleurements de plus en plus étendus vers le SW et le S, jusqu'à constituer une lisière de Permien quasi continue à la bordure. La totalité des affleurements antétriasiques du dôme de Barrot, un peu au-delà, est permienne.

Ainsi le socle cristallin, sur lequel reposent en discordance toutes les autres formations, affleure à peu près seul dans une région N et NE des affleurements qui en est de loin la partie la plus étendue.

A. Faure-Muret distingue, dans la partie SW de cette région (versant français du massif de l'Argentera), deux grandes zones cristallines :

— à l'W, le « complexe de la Tinée » ;

— à l'E, le « complexe ancien de Chastillon-Valmasque », rétro-morphosé et au sein duquel se situe le « complexe de Malinvern-Argentera », plus récent, avec ses granites ; d'autres granites sont liés au complexe ancien.

R. Malaroda et G. Schiavinato décrivent, sur le versant italien, dans la partie la plus au N, des granites et des migmatites (anatexites principalement).

La limite entre les deux grands complexes serait constituée par un accident orienté sensiblement NW, un peu sinueux, la « mylonite de La Valette-Mollières ». Cependant, il est possible que la distinction ainsi tranchée entre le complexe ancien, rétro-morphosé et un complexe tinéen ne l'étant pas soit trop absolue. D'autre part, la « mylonite de La Valette-Mollières », telle que l'a située A. Faure-Muret coïncide sur une grande longueur avec un important synclinal alpin, tandis que le raccord entre cette zone laminée (au col Ferrière) et une zone laminée qui devrait la prolonger purement et simplement vers le SE (éperon SW du mont Pépoiri) paraît très douteuse.

Le complexe tinéen se décompose en séries distinctes, disposées en bandes subparallèles plus ou moins larges : gneiss de la série de Fougieret et de la série de Varélios (où abondent relativement les bancs de cipolins) ; embranchites des séries d'Anelle et de Valabres (cette dernière avec de gros bancs d'amphibolites) ; série d'Iglière ; migmatites (embranchites œillées essentiellement) de la série de Rabuons. Dans cet ensemble, la série d'Iglière tient une place

spéciale : elle est définie par une diorite quartzique leucocrate aux éléments alignés (diorite-migmatite ; « diorite stratoïde » de J. Jung et M. Roques), structuralement analogue à un granite syntectonique. On peut ajouter qu'une suite d'affleurements, en alignements subparallèles, de granulite, d'aplite et de nébulites, au sein d'embranchements très leucocrates, sur la rive gauche de la Tinée, dans une région attribuée par A. Faure-Muret à la série d'Anelle, peut être interprétée comme un passage à un granite d'anatexie, avec encore un aspect syntectonique.

Dans le complexe de Chastillon-Valmasque, les « gneiss de Chastillon » représentent des ectinites rétro-morphosées. Les stades de granitisation sont représentés par les « migmatites des Adus », les « anatexites de Fenestre », parsemées de nombreuses plages de granite, et enfin, vers le SE, le « granite d'Entraque-Tende » de A. Roccati, ou « granite de la Valmasque » de A. Faure-Muret.

Le complexe de Malinvern-Argentera comporte les « anatexites du Malinvern », des anatexites plus récentes (de « Comba Grossa », individualisées aux dépens des premières en même temps que du complexe ancien) et le « granite de l'Argentera ». Ce dernier occupe géographiquement, dans le complexe, une position médiane. Il est à gros grain, hololeucocrate, à biotite avec un peu de muscovite, presque toujours légèrement écrasé. Les caractères géométriques de son gisement sont hybrides : à allure de granite en massif circonscrit en certains points, il passe graduellement, en d'autres, selon les observations de R. Malaroda et G. Schiavinato, à des anatexites dont il apparaît comme le produit final.

Comme la « mylonite de La Valette-Mollières », la plupart des structures du socle cristallin du massif de l'Argentera (séries cristallophylliennes, zones de faciès pétrographiques dans ces séries, enclaves et septa d'ectinites dans les anatexites, certaines zones étroites de migmatites, etc.) sont en gros orientées à peu près parallèlement à la bordure du massif dans la région de la Tinée (soit NW) ; elles paraissent s'infléchir aux abords de la bordure S, dans la vallée de la Vésubie, en tendant imparfaitement à épouser la nouvelle direction (elles la recoupent selon une direction WNW). Dans cet ensemble, les anatexites et les granites de la partie orientale forment des taches discordantes.

Des filons de type basique (spessartites *pro parte*) se rencontrent en assez petit nombre et paraissent cantonnés à un secteur tout à fait central. Ils recoupent toutes les formations du socle cristallin.

Je laisse de côté certaines particularités pétrographiques de ce socle.

Parmi les terrains du Primaire supérieur, A. Faure-Muret considère comme les plus anciens (Namurien ou Dinantien) ceux de la petite lentille de « poudingue des Bresses ». Rien ne semble cependant infirmer l'idée que ce poudingue appartienne au même ensemble de poudingues, grès et schistes noirs du Westphalien D-Stéphanien inférieur dans lequel il faut ranger aujourd'hui, au niveau du Westphalien, la « molliérésite » de F. Sacco.

Ces terrains constituent dans le Cristallin un écheveau un peu sinueux de synclinaux étroits, d'extension réduite, parfois très profonds, allant du NW au SE, près de la bordure S du côté de laquelle ils ne disparaissent que recouverts en discordance par le Permien ¹.

D'autres minimes affleurements de conglomérats et grès, avec schistes noirs, d'allure typiquement carbonifère, apparaissent cependant aussi au N de la bordure W, tinéenne, du massif de l'Argentera. Mais le principal d'entre eux, dans le vallon de Roya, a pu être daté de l'Autunien.

Le Permien apparaît en formation rapidement puissante en allant de la lisière NE de ses affleurements vers le SW. Sa puissance maximum observable aux affleurements se trouve dans la partie E de la vallée de la Vésubie, où elle atteint 3.000 m environ. On considère l'ensemble de ces formations colorées comme le produit d'accumulations continentales, représentant un Saxonien *s. l.* On peut y décrire des séries de faciès pétrographiques : séries conglomératiques de base de l'Enfer (en Vésubie et Haute Roya) et de la « série locale de la Tinée » ; schistes verts de la « série des Merveilles » ou de la Roya ; conglomérats de la « série du Bégo » ; grès fins et pélites rouge violacé et violacés de la « série de Capeiroto » ; pélites rouges de la « série de Saint-Sauveur-Barrot ». Les séries inférieures ont en fait l'allure de grandes formations lenticulaires. L'ensemble montre le passage des matériaux grossiers des séries inférieures à des matériaux de plus en plus fins en allant vers le sommet.

Cependant, au dôme de Barrot, les pélites rouges, entaillées sur plus de 900 m de profondeur, dans les gorges du Cians, sans changement de faciès, présentent plus à l'W, à leur sommet, une récurrence d'apports grossiers alternant en grandes lentilles de conglomérats avec le matériel pélitique (« formation de Léouvé »).

2. La couverture. — Dans tous les affleurements de la zone Pelvoux-Argentera, les terrains ci-dessus énumérés laissent voir sans ambiguïté le Trias reposer sur eux en discordance, bien que la discordance angulaire entre Trias et Permien puisse être localement malaisée à définir dans certains secteurs du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot.

D'autre part, du massif du Pelvoux au NE à l'extrémité SE de la zone, la couverture mésozoïque et cénozoïque montre des variations notables de faciès dans ses divers termes. Les principales de ces différences sont classiques.

Dans le massif du Pelvoux, le Trias de type germanique réduit, « vindélicien », forme une mince pellicule ; il apparaît même comme n'ayant pas dû se déposer du tout en divers points. Il comporte cependant un grès ou un conglomérat de base qui peut être par endroits relativement épais, en particulier à la bordure NE où la formation de base admet des conglomérats

¹ A l'extrémité NW du massif, les « quartzites du Pel Brun » sont rattachés avec doute à la « molliérésite » par C. Sturani, qui les a mis récemment en évidence. Le « Carbonifère douteux » de la figure 66 s'y rapporte (*Note ajoutée en cours d'impression*).

et grès à graviers colorés dont l'apparition coïncide avec une sensible augmentation de puissance de l'ensemble du niveau détritique ; il n'est pas impossible que cette formation colorée représente du Verrucano, localement transgressif sur cette façade interne du Pelvoux et passant au Trias en concordance comme au N ou dans le Briançonnais.

La série triasique, essentiellement calcaréo-dolomitique, est bien caractérisée par ses « calcaires nankin », ses « dolomies capucin » et ses brèches intraformationnelles, avec au moins un horizon de marbres versicolores. Des cargneules existent en de nombreux endroits, mais l'anhydrite ne se trouve qu'en gîtes beaucoup plus localisés et seulement à la bordure NE ; de plus il n'y a aucun signe qu'un puissant Keuper salifère se soit constitué dans la région du Pelvoux.

Vers le S et le SE du Pelvoux, le Trias atteint vite son domaine de large développement, comme on peut le voir dans la vallée de la Durance.

Sur l'ensemble du versant NE du massif de l'Argentera, il semble encore assez mal connu ¹. Ailleurs, il débute par une série de base remarquablement constante, sauf en une petite région SE, dans la vallée de la Roya, où cette série montre des lacunes souvent très brusques. Cette dernière région exceptée, le Trias inférieur ne varie d'épaisseur que dans des limites relativement étroites, autour d'une valeur moyenne de quelques dizaines de mètres. Ce Trias inférieur ne peut être que grossièrement parallélisé avec le Grès bigarré germanique ; il comprend deux termes, un inférieur, de dépôts détritiques grossiers (grès et conglomérats) et un supérieur, de pélites (avec quelques grès fins), de couleur typiquement rouge à rouge violacé (exceptionnellement noire), qui ne se différencient cependant qu'au S de la partie extrême NW des affleurements (haute vallée de la Tinée).

Au-dessus du Trias inférieur, l'équivalent de l'ensemble Muschelkalk-Keuper est représenté par la trilogie locale : Cargneules inférieures-Calcaires moyens-Cargneules supérieures. Il convient de remarquer que, à partir de l'Autunien du vallon de Roya, le Hauptmuschelkalk, dans les Calcaires moyens, est jusqu'à présent le premier étage daté ici par des niveaux fossilifères ². D'autre part, si ce Trias rappelle par ses aspects généraux les faciès germaniques, certains faciès l'apparentent aussi au Trias alpin à partir du Hauptmuschelkalk-Ladinien. Les deux termes de Cargneules comportent d'importantes formations interstratifiées d'anhydrite, la grosse masse de celle-ci appartenant plus précisément au Keuper ; de l'anhydrite est cependant déjà présente en quelques points de la bordure NW de l'Argentera-Barrot dans les grès et conglomérats du Trias inférieur.

¹ Les recherches récentes de R. Malaroda et C. Sturani viennent de combler, au moins en grande partie, cette lacune (*Note ajoutée en cours d'impression*).

² Le sommet des pélites rouges du dôme de Barrot a fourni récemment une aile d'*Arctotypus*, datant le plus vraisemblablement ce niveau d'un Permien supérieur. Voir F. LAURENTIAUX-VIEIRA et D. LAURENTIAUX, *C. R. A. S.*, t. 257, p. 3018 (*Note ajoutée en cours d'impression*).

Entre Trias et Lias, formant un niveau unique de séparation, ou bien s'intercalant aussi soit dans le Trias, soit à la base du Lias, ou successivement dans les deux, des coulées et dépôts volcaniques, classiquement connus sous le nom de « spilites » (en réalité des andésites et des téphrites, au moins dans de nombreux cas), se retrouvent dans la couverture du Pelvoux et de régions voisines, dont les régions les plus voisines de la zone Pelvoux-Argentera au S (Remollon). Ces formations très irrégulièrement distribuées constituent çà et là d'assez puissants amas. Elles ont leur correspondance filonienne dans le socle en divers points, notamment dans la partie S du massif du Pelvoux (aiguille Fourchée, montagne de Cédéra, etc.).

La sédimentation jurassique et crétacée a embrassé toute la zone Pelvoux-Argentera, mais d'une façon très différente entre, essentiellement, une région dauphinoise orientale au NE et la région SE, confinante à la Provence.

Au Jurassique, il en est résulté, dans la couverture du Pelvoux, une accumulation principalement marneuse (« schistes » noirs) sur une base de calcaires, mais on peut observer l'augmentation d'épaisseur originelle des sédiments en allant de l'E (zone ultradauphinoise) à l'W du massif, où les conditions de sédimentation de l'avant-fosse dauphinoise ont régné sans restriction, dans l'augmentation très sensible de la puissance de la série calcaire liasique ; cependant, pour la couverture des régions centrales du massif du Pelvoux, une indécision sérieuse subsiste sur la véritable importance des sédiments originels. Durant une partie du Lias, il est à considérer qu'une « île Pelvoux » vindélicienne existait encore, et il en est résulté des intercalations assez puissantes de grès et quartzites dans le Lias de la couverture orientale du Pelvoux. Le maximum d'épaisseur des sédiments jurassiques dans la zone Pelvoux-Argentera est situé dans la vallée moyenne de la Durance, où le Lias atteint ou approche 2.000 m de puissance. C'est là que commence le passage des faciès dauphinois vaseux aux faciès plus calcaires et plus zoogènes du S. Ceux-ci sont le plus complètement réalisés à la bordure S du massif de l'Argentera, dans une série tendant vers le type franchement provençal, avec déjà une très forte prédominance des niveaux calcaréo-dolomitiques sur les calcaires marneux.

On ignore encore ce qui s'est passé au cours des dernières périodes du Jurassique dans le massif du Pelvoux où, au sein même du massif, on a seulement pu identifier de l'Oxfordien dans la série des marnes noires. Quant au Crétacé, il n'est encore connu qu'à ses lisières : lambeaux de calcaires d'une série antésénonienne dans la région des écaillles de Soleil-Bœuf ; il est possible qu'une formation énigmatique plus intérieure (haut vallon de la Selle) appartienne à cette série.

Le Crétacé apparaît accru de ses termes supérieurs dans les écaillles ultradauphinoises de la dépression durancienne. Mais, dans l'écaillle de Saint-Sauveur qui en fait partie, il y a discordance entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur transgressif avec intercalation d'un conglomérat de base sénonien.

Vers le SE de la zone Pelvoux-Argentera, au contraire, la totalité du Crétacé réalise avec le Jurassique une série continue. Les termes crétacés sont alors représentés essentiellement par une puissante série de calcaires marneux et marnes alternés, marquée par le rôle très prédominant qu'y a joué la sédimentation pélagique du Cénomanién supérieur-Sénonien. Le contraste ainsi marqué dans les aspects actuels que la série secondaire de couverture montre à son sommet entre le NE et le SW de la zone Pelvoux-Argentera correspond à un grand contraste paléogéographique : les mouvements tectoniques antésénoniens agissant dans le N de la zone en même temps que dans le Dévoluy, où ils ont été particulièrement bien mis en évidence, paraissent en avoir marqué l'apogée, faisant émerger ici les terres et les livrant à l'érosion, tandis que plus au S ne cessaient de se poursuivre les conditions de sédimentation d'une fosse marine profonde.

La série crétacée du SE de la zone Pelvoux-Argentera apparaît couronnée en divers points par le « poudingue à *Microcodium* », peu épais et que ravine le Nummulitique marin transgressif. Cette transgression paraît avoir eu lieu, d'une part, à partir de l'E (Alpes internes), d'autre part, à partir du SE (« golfe de Vintimille »), commençant à pénétrer la zone Pelvoux-Argentera dès le Lutétien supérieur. Tout conduit à penser qu'elle a dû s'arrêter, au NE, le long d'un rivage dont la ligne, atteinte au Priabonien, doit se retrouver sur les flancs S, SE et E de l'actuel massif du Pelvoux, le plus probablement très près de la limite des affleurements actuels de Priabonien.

La couverture nummulitique comprend au SE, sur des calcaires plus ou moins massifs passant à des marno-calcaires vers le haut (Éocène moyen et supérieur), la puissante série réputée oligocène à faciès flysch, avec de gros bancs de grès des Grès d'Annot. Au moins dans un secteur de la bordure S du massif de l'Argentera (Tournaiet), ce flysch repose en discordance jusque sur le Crétacé supérieur ; plus au N, il contient des galets réputés provenir du massif de l'Argentera, bien que, dans sa grande masse, il se montre d'une toute autre origine.

Aux bordures du Pelvoux, on attribue au seul Priabonien (« trilogie priabonienne ») la succession des calcaires et conglomérats de base, jamais très épais, du mince niveau de schistes qui les surmonte et d'un flysch gréseux qui apparaît par contre remarquablement puissant à très faible distance de la limite des affleurements, c'est-à-dire de celle de la transgression, au moins dans certains secteurs. A la bordure S du massif du Pelvoux, ce flysch renferme, dans le faciès des « Grès mouchetés » le seul témoin actuellement connu d'un volcanisme contemporain régional.

Si, au SE, la transgression nummulitique a eu lieu sur un substratum faiblement discordant (ses dépôts reposant seulement soit sur le « poudingue à *Microcodium* » qu'ils ravinent, soit sur le Sénonien), dans le massif du Pelvoux et à ses abords, au contraire, ce substratum est très fortement plissé. La discordance intéresse tous les terrains depuis le Cristallin jusqu'au Crétacé

supérieur présent dans l'écaille de Saint-Sauveur. Aux bordures même du massif du Pelvoux, le conglomérat nummulitique de base, de puissance et de calibre extrêmement variables, comprend de plus des accumulations locales de poudingues polygéniques à gros éléments contenant jusqu'à des blocs roulés.

A noter qu'une lentille puissante de conglomérats rouges encore énigmatiques se situe à la bordure SE du massif du Pelvoux, sous les calcaires et conglomérats de base priaboniens. Sa position en fait un élément du substratum discordant. Je pense devoir la considérer provisoirement comme un Éocène inférieur continental.

On n'a pas identifié jusqu'ici avec certitude des terrains postérieurs au Nummulitique, dans l'ensemble de la zone Pelvoux-Argentera, jusqu'au Quaternaire.

Il y a doute seulement à la bordure SW du dôme de Barrot, pour un lambeau de haute terrasse que sa situation tectonique désigne particulièrement à l'attention : il peut s'agir ici d'un Pliocène ou d'un Quaternaire assez ancien pour trahir un état d'érosion où le socle permien du dôme de Barrot n'était pas ou presque pas dénudé.

A ma connaissance, l'ensemble des formations quaternaires indubitables connues dans l'ensemble de la zone Pelvoux-Argentera doit être jeune, au plus fini-glaciaire. Je ne les note que pour mémoire ici, car aucun élément d'observation ne paraît exister qui permette d'en évaluer une éventuelle tectonisation.

Ce chapitre appelle une dernière remarque. Dans toute la région déprimée de la Durance, la couverture actuelle du socle comporte, sur l'autochtone, la puissante accumulation des terrains exotiques apportés par les grands charriages penniques et ultrapenniques. Ce n'est qu'en fenêtre (Barcelonnette) ou demi-fenêtre (Embrun) que l'autochtone ou le parautochtone, apparaissent sur l'axe même de la zone Pelvoux-Argentera, à travers l'empilement des nappes subbriançonnaises et briançonnaises, elles-mêmes recouvertes par le Flysch à Helminthoïdes.

En revanche, aucune observation n'existe révélant la présence de tout élément, si réduit soit-il, d'Internides dans les lambeaux de couverture de l'intérieur du massif du Pelvoux et du soulèvement Argentera-Barrot, ou dans l'auréole sédimentaire flanquant le massif du Pelvoux à l'W et au N. En ce qui concerne le massif de l'Argentera-Barrot, l'auréole de ses terrains sédimentaires est également décrite par tous les chercheurs comme entièrement exempte d'éléments internes dans un très vaste domaine SW et S. A l'W, et d'ailleurs vers le N non loin des affleurements de nappes internes qui viennent déborder de ce côté l'extrémité NW du massif de l'Argentera, la présence de petits lambeaux de Trias moyen et supérieur et de Sinémurien associés, reposant anormalement sur le Néocomien parautochtone du Monnier, est donnée comme pouvant représenter un vestige de couverture exotique interne ; en l'absence de données sur le faciès stratigraphique de ces lambeaux,

on peut au moins aussi correctement les rattacher, plutôt qu'à un débordement extrême des nappes internes, aux très importants chevauchements de la couverture autochtone elle-même, bien exprimés au très proche voisinage (« écaille intercutanée de Roya ») ¹.

IV. — Composition stratigraphique du socle tectonique régional.

Je ne préciserai la composition stratigraphique du socle tectonique que dans les massifs du Pelvoux et de l'Argentera-Barrot.

Dans le massif du Pelvoux, l'ensemble du Trias est généralement resté solidaire du socle antétriasique et toujours ou presque, au moins sa couche gréso-conglomératique, avec des dolomies ou des calcaires sus-jacents. Les spilites et les calcaires du Lias ont pu eux-mêmes rester solidaires de ce socle. En l'absence originelle de Trias, les spilites ou du Lias ont de toute évidence tenu le rôle de déformation solidaire avec le socle antétriasique. L'existence de cargneules révèle cependant, dans le Trias (vers le haut, Keuper probable), un important niveau de décollement qui a permis une tectonique de couverture dont l'indépendance vis-à-vis du socle sous-jacent s'observe très bien. Mais d'autres niveaux de décollement, situés plus haut dans la série stratigraphique (Jurassique marneux), ont dû jouer aussi un rôle.

Dans le massif de l'Argentera et le dôme de Barrot, on constate que le socle antétriasique s'est déformé en entraînant avec lui le Trias inférieur resté étroitement adhérent, au moins en règle très générale. On peut considérer que ce socle tectonique comportait, dans sa pellicule supérieure de pélites, une véritable couche de passage, ou de transformation du style tectonique entre les niveaux sous-jacents et sus-jacents ; j'ai antérieurement assimilé cette couche à une « barrière plastique », amortissant dans son sein toutes les failles du substratum, de rejet assez petit par rapport à son épaisseur (J. V., 1958). Immédiatement au-dessus, les cargneules dans leur ensemble, gypsifères ou non, ont localisé apparemment dans toute la région les grands niveaux de décollement au-dessus desquels la couverture a pu glisser en bloc et se plisser pour son propre compte. Ici aussi, d'ailleurs, d'autres niveaux de décollement, plus élevés dans la série stratigraphique, ont joué à la faveur d'horizons marneux.

Le socle anténummulitique a pu jouer le rôle d'un socle tectonique dans le massif du Pelvoux, par rapport à la couverture priabonienne. Mais cette notion ne se présente pas sous un aspect aussi tranché que celle du socle tectonique lié au socle antétriasique, car la présence de grands décollements généralisés dans le Priabonien, à des niveaux précis de la formation, n'est pas déglagée et n'existe peut-être pas.

¹ Une bibliographie sommaire sur les questions évoquées ici est constituée par les références de la Bibliographie générale (en fin de volume) distinguées par la lettre R.

CHAPITRE PREMIER

LES STRUCTURES TECTONIQUES DANS LES RÉGIONS SOULEVÉES DU SOCLE

I. LE MASSIF DU PELVOUX

I. — Les étapes de la connaissance.

Élie de Beaumont décrivait, il y a 125 ans (1834), certaines structures du socle cristallin du massif du Pelvoux, entre autres le chevauchement de la Meije.

Trente ans après, Charles Lory (1864) présentait le massif du Pelvoux comme une puissante extumescence due à une poussée vers le haut, probablement un peu oblique vers l'W, le soulèvement d'ensemble de la masse du granite et de sa couverture de gneiss n'ayant pu se faire sans la briser, donnant naissance à de nombreuses failles. Ch. Lory décrivait, dans le massif, un certain nombre d'accidents. Il est indispensable de rappeler qu'un peu plus tard (1878) il apportait la notion, déjà clairement exprimée, d'une différence de comportement tectonique entre les masses cristallines rigides et cassantes et leur couverture sédimentaire souple et l'idée, plus confuse, de décollement et de glissement d'une couverture sur son socle.

P. Lory (1894 a, b) devait ensuite découvrir la discordance anténummulitique qui affecte la bordure S du Pelvoux.

Mais il revenait à P. Termier (1896, concl. reprises en 1900) de donner de l'ensemble du massif une description tectonique homogène, remarquablement fidèle et complète pour l'époque. Ses conclusions s'opposent à celles de Ch. Lory : « Il n'y a pas de failles. Sous l'influence d'efforts orogéniques d'une intensité extraordinaire, tous les terrains y compris le granite, la granulite et les gneiss, se sont comportés, dans le plissement, comme des matières plastiques. » Dans l'analyse des structures plissées, P. Termier définit le massif du Pelvoux comme un faisceau de plis parallèles, localement surélevé et accidenté d'ondulations transversales. Les sillons synclinaux peuvent s'écarter pour enserrer des « massifs amygdaloïdes », dont l'énorme « amygdaloïde » qui, englobant plus d'un tiers du massif, en contient tous les plus hauts

sommets. D'autre part, le faisceau de plis est, dans son ensemble, déversé vers l'extérieur de la chaîne des Alpes ; il peut y avoir des plis verticaux, mais jamais déversés à l'E, sinon de façon purement locale. Il y a eu enfin deux phases alpines de plissement et la plus importante a été anténummulitique.

Une critique des résultats de P. Termier était possible en reprenant le détail de ses observations dans une étude plus fine des structures. Ce n'est pas cette voie qu'a suivie A. Allix dans son ouvrage sur l'Oisans (1929, critiqué par J. Blache et R. Blanchard, 1929) reprenant, sur des apparences morphologiques partielles du massif, et en la poussant à l'extrême, la notion de socle rigide de Ch. Lory. Selon A. Allix, le massif du Pelvoux, ultra-rigide, a été brisé par le plissement alpin, tel une banquise, en blocs disjoints, avec développement d'un réseau de grandes fractures, formé d'au moins deux systèmes de failles orthogonales et les plis de couverture se sont faits au-dessus de la surface de base du Trias ainsi disloquée et se sont insérés dans ses cassures.

Cependant, P. Lory (1895 à 1936) devait apporter encore diverses observations jusqu'à ce que M. Gignoux (1936 c) puis M. Gignoux et L. Moret (1937) mettent en lumière l'existence, à la bordure E du massif du Pelvoux, d'écaillles cristallines à la base du Nummulitique prolongeant ici celui des aiguilles d'Arves.

P. Bellair, dans une série de notes (1939 à 1943) puis une monographie (1948) sur la partie NE du massif, ou « haut massif », ensemble consacré à la pétrographie en même temps qu'à la tectonique, devait faire une nouvelle tentative pour interpréter les structures du Pelvoux par de grandes failles et notamment par de grandes failles de décrochement. Dans la même période, une note de J. Chardonnet (1942) cherchait à appliquer la théorie et la méthode de A. Allix à la bordure SE.

J. Goguel (1948) a examiné, à la bordure SE, les rapports de la tectonique du socle avec le pli couché de couverture de Méollion, question importante du même domaine que celui exploré par M. Gignoux et L. Moret.

Il revenait à P. Gidon, dans une série de notes (1949 à 1954 a) dont certaines en collaboration (J. Debelmas et P. Gidon, 1950 ; P. Gidon et J. Vernet, 1952), puis dans une monographie sur la bordure orientale du massif (1954 b), de faire la première étude systématique des écaillles cristallines, en même temps que de la stratigraphie de la couverture, dans l'ensemble de ce secteur sur lequel il apportait de nombreuses observations nouvelles. Le travail de P. Gidon montrait la généralité du style en écaillles déversées vers le côté externe de la chaîne, ou bien vers l'intérieur du massif du Pelvoux, du Cristallin de la bordure interne.

Mon propre travail d'observations sur la tectonique du massif du Pelvoux, effectivement commencé en 1946, n'avait donné lieu jusqu'ici qu'à la publication de résultats partiels, concernant surtout les premiers résultats (J. V., 1950 à 1956) et les observations faites en collaboration (P. Gidon et J. V., *op. cit.* ; J. Ricour, A. Vaysse et J. V., 1954 ; R. Michel et J. V., 1956 a ; J. V., 1959 a : obs. faites avec M. Latreille).

Durant cette période, il est paru encore des observations de P. Bellair et des notes de polémique (A. Allix, 1952 ; P. Bellair, 1951 à 1954 ; P. Gidon 1953, 1954 a ; J. V., 1952 b).

II. — Esquisse générale du massif. Sa place dans le groupe des massifs cristallins dauphinois. Ses particularités.

Le massif du Pelvoux étudié ici correspond à celui des anciens géologues (P. Termier en particulier). Il est ainsi, par ses dimensions horizontales comme par ses dimensions verticales, un des principaux soulèvements individualisés du socle antétriasique des Alpes. Ses dimensions horizontales sont d'environ quarante kilomètres sur trente-cinq pour la partie d'affleurements d'un seul tenant, et sur cinquante si l'on y ajoute les boutonnières d'érosion du Fournel et de Dourmillouse.

Il est défini très précisément à la fois par un ensemble orographique soulevé et par un ensemble de structures tectoniques qu'épousent en général avec fidélité les formes du soulèvement orographique. La disposition du réseau des vallées intérieures se conforme au dessin tectono-orographique d'ensemble et de nombreux éléments de ce réseau suivent des accidents tectoniques particuliers (qui sont des synclinaux). Ce n'est que localement que des empilements de couverture inversent le relief, dans une petite région intérieure (aiguille de Morges). Aux bordures, la masse du socle soulevé apparaît presque partout largement dégagée, ou tout au moins fortement saillante au-dessus des terrains de couverture de la périphérie. La surface d'érosion du socle antétriasique culminant à plus de 4.000 m, on peut constater que, sur d'assez longs secteurs de bordure, des vallées périphériques en circonscrivent assez exactement les affleurements 2.500 à 3.000 m plus bas. Un système de vallées périphériques étendu se définit d'ailleurs avec netteté, souvent caractérisé aussi par une épigénie laissant à l'extérieur des lambeaux de bordure du socle.

La couverture du massif du Pelvoux comporte une auréole périphérique quasi complète, cependant réduite à des lambeaux vers l'E et le S, et un réseau intérieur plus ou moins diffus et discontinu de terrains mésozoïques. Les affleurements de Mésozoïque trahissent un plissement complexe et énergétique de leur substratum, dont ils jalonnent les linéaments de zones basses, en certains endroits très profondes au cœur même du massif et ne vont occuper des zones élevées, en règle très générale, qu'aux bordures. Leur surface de contact avec le socle peut atteindre ainsi sensiblement plus de 3.000 m d'altitude en divers points des bordures et le long de certaines zones de surélévation relative des zones basses intérieures au massif. Exceptionnellement, un lambeau de ces terrains (Lias probable) a été conservé à 3.850 m d'altitude au sommet des Rochers Rouges du Pelvoux, complétant avec les calcaires du socle les « trois formations calcaires du Pelvoux » (R. Michel et J. Vernet, 1956).

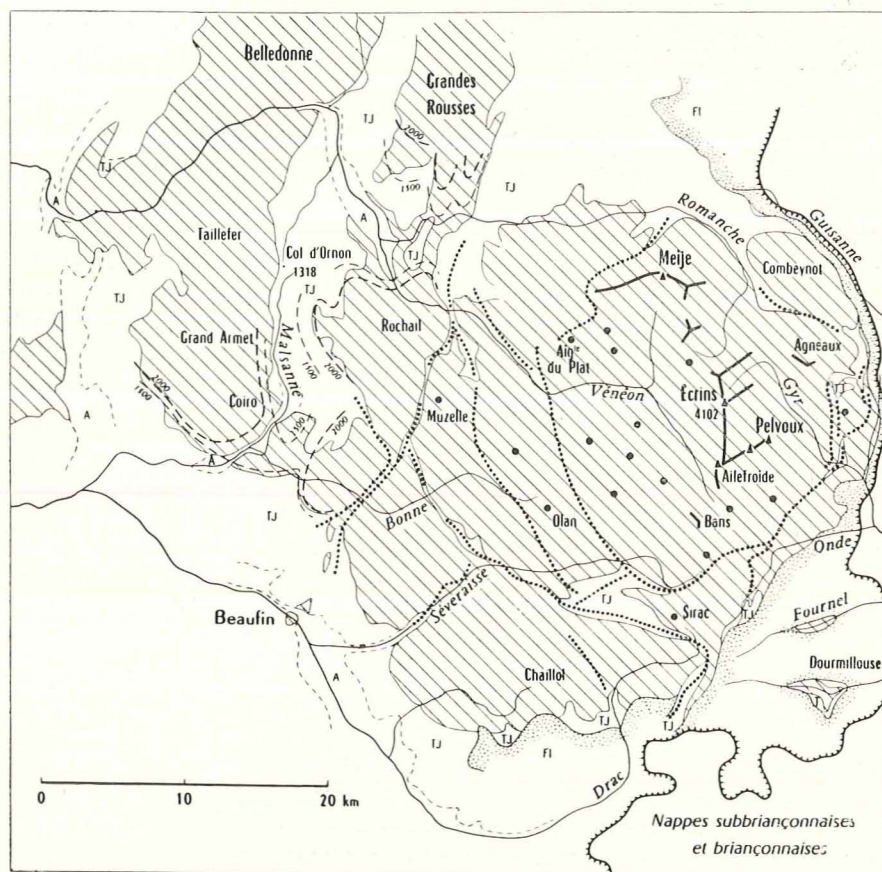


Fig. 2. — Le massif du Pelvoux et ses rapports avec les structures voisines (du chevauchement pennique frontal à Belledonne).

A droite, le chevauchement pennique. — Surfaces hachurées : terrains antétriasiques. — TJ : Trias et Jurassique. — FI : Flysch autochtone (Priabonien). — A : Quaternaire. — Tiretés gras : courbes de niveau de la surface du socle antétriasique (positions approchées) définissant les « cols » aux soudures des massifs contigus. — Lignes de points : charnières synclinales à la surface du socle antétriasique. — Gros points : points de la surface d'érosion culminant au-dessus de 3.400 m. — Traits épais : culminations de la surface d'érosion au-dessus de 3.600 m.

Sur le socle et sa couverture mésozoïque, le Priabonien n'existe par contre qu'en demi-auréole exclusivement extérieure, allant du flanc E au flanc S, disposition dissymétrique qui reflète la limite atteinte par la transgression nummulitique. Très vite puissant à faible distance des limites de ses affleurements sur le socle, au moins au S et au SE du massif, le Priabonien peut atteindre plus de 3.300 m d'altitude aux points hauts de la surface d'érosion,

dans le Flysch gréseux (pointe de l'Aiglière) et sa surface de contact avec le substratum, environ 2.900 m en divers points.

Individualité tectonique principale du groupe des soulèvements du socle dauphinois, le massif du Pelvoux reste aussi étroitement solidaire des autres éléments de ce groupe.

Entre lui et les Grandes Rousses d'une part, Belledonne interne d'autre part, existent des soudures. Celles-ci peuvent se décrire comme des « crêtes » du socle antétriasique (cristallin essentiellement) dont l'amplitude reste partout notable par rapport aux dépressions tectoniques limitrophes. Les terrains enlevés par l'érosion étant supposés remis en place, les jonctions du socle ne doivent pas s'abaisser respectivement au-dessous de 1.200 m environ, entre Pelvoux et Grandes Rousses et de 1.600 à 1.700 m entre Pelvoux et Belledonne, tandis que, sous les puissantes accumulations sédimentaires des zones déprimées de part et d'autre, le socle doit s'enfoncer jusqu'à des cotes d'altitude voisines de zéro, ou plus bas.

Le socle haut-dauphinois forme ainsi, en somme, un vaste soulèvement complexe, digité. Il présente un autre caractère, plus particulier, d'unité structurale dans le front d'ennoyage unique que toutes ses structures forment à leur extrémité ou leurs bordures S. En particulier, le pli du Grand Armet, élément méridional de Belledonne interne, s'enfonce sous le Valbonnais, de telle sorte qu'il n'a pas de véritable terminaison S distincte de la bordure du Pelvoux. Enfin, dans les structures occidentales du massif du Pelvoux, certaines prolongent indubitablement la chaîne des Grandes Rousses, et d'autres, bien que d'une façon différente, celles de Belledonne interne.

Ceci dit, le soulèvement du socle du massif du Pelvoux se distingue nettement des chaînes adjacentes, tout d'abord du fait de la présence des abaissments d'axe, des « cols » structuraux, parfaitement définis sur les crêtes de jonction : les valeurs d'élévation données plus haut en montrant la profondeur par rapport aux soulèvements atteints de part et d'autre par le socle, encore qu'indiqués seulement, aux points les plus hauts, par la surface d'érosion.

Mais il s'en distingue aussi et plus encore par sa forme générale d'un soulèvement de base presque équidimensionnelle (tel qu'on le définit le mieux au niveau moyen de la surface des reliefs orographiques), contrastant avec les lignes allongées des Grandes Rousses et de Belledonne et comportant, de plus, un système de structures intérieures s'harmonisant avec sa forme générale.

Le système des structures qui constituent le massif du Pelvoux est en gros un système de plis concentriques, et les altitudes atteintes par le socle à sa surface d'érosion croissent en passant d'une enveloppe concentrique à la suivante, jusqu'à une zone culminante intérieure.

Cet ensemble ainsi structuré est cependant affecté d'une dissymétrie très nette, bien visible en particulier dans une excentration prononcée de la zone culminante de l'orographie vers le NE. Un autre élément structural réside dans des plis déversés, dont le groupe orienté de déversements vers l'W,

comprenant surtout des « écailles » orientales, intervient dans la dissymétrie de l'ensemble.

Enfin, aux bordures priaboniennes sont mises en évidence la tectonique postnummulitique et celle qui, appartenant au substratum du Priabonien, n'est cependant pas simplement anténummulitique mais résulte des deux tectoniques successives.

III. — Descriptions détaillées.

L'existence de structures disposées en enveloppes concentriques, et de plus intriquées, fixe sans ambiguïté, pour leur description, un ordre de succession que je suivrai en allant de l'intérieur vers l'extérieur.

Unité centrale culminante, le *brachyanticlinal des Écrins* renferme tous les sommets du massif approchant ou dépassant 3.600 m d'altitude. L'englobe le *Haut Massif* qui correspond à celui de P. Bellair, augmenté du Sirac, et auquel se rattache un système complexe d'*écailles orientales*. Le *synclinal de Vénosc*, avec son prolongement S de Méollion, sépare ce Haut Massif d'un *arc externe* développé au S et à l'W et dans le plissement duquel se reconnaissent les prolongements des Grandes Rousses et de Belledonne. Des *contre-forts SE*, relativement bas, apparaissent assez isolés du Haut Massif.

En raison du plan d'exposition adopté, le système synclinal de Vénosc et de ses prolongements ne pourra être décrit que par parties. Son importance, l'ensemble d'aspects remarquables qu'il présente ne doivent pas pour autant être oubliés.

A. — Le *brachyanticlinal des Écrins* et ses *bordures synclinales*.

1. Définition et limites. Description d'ensemble (fig. 2 ; pl. 1 A). — Contigu à la bordure NE du massif, le *brachyanticlinal des Écrins* y plonge en éperon abrupt, atteignant et longeant la Romanche au S du Villar-d'Arène. De là s'étendent vers le SW et le SE deux synclinaux profonds, larges à leur insertion dans le massif, puis allant se rétrécissant : le synclinal de La Grave et le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène.

Du côté W, un alignement discontinu d'affleurements synclinaux de Trias et de Lias peut se suivre vers le S jusqu'au Rif du Sap. Au NE, les prolongements d'affleurements synclinaux de Trias et de Lias du synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène, par le col d'Arsine et les Têtes de Sainte-Marguerite, seraient peut-être presque continus jusque dans le versant W du pic du Rif si la montagne était débarrassée de sa couverture détritique quaternaire et de ses glaciers. Au S et au SE, la limite synclinale, très nette, est formée en entier par une partie du synclinal de Vénosc-Villard-Loubière (synclinorium de l'aiguille de Morges dans ses structures NE et prolongements vers le glacier de Surette et la gorge d'Ailefroide).

La zone des plus hauts sommets (Rateau, Meije, pic Gaspard, Écrins, pics d'Ailefroide, pic Sans Nom, Pelvoux et d'autres sommets de plus de 3.700 m) y dessine un arc assez tendu, tournant sa convexité vers l'E et dont la corde s'oriente NNW. Approximativement médiane, mais déjetée vers le N, elle recoupe un axe d'allongement méridien Villar-d'Arène, pic de Bonvoisin. La forme de l'aire couverte est cependant très renflée, avec un rapport de la longueur à la largeur d'environ 1,25.

P. Termier avait appelé cette zone culminante géologiquement définie l'« anticlinal amygdaloïde des Écrins ». Il en faisait pincer les extrémités N et S en étirements aigus, aux points où les deux synclinaux W et E, pris comme limites et s'écartant de part et d'autre de l'intumescence, se soudaient. En fait, au S, la terminaison contre le flanc du synclinal Vénosc-Ailefroide est très obtuse et, au N, il n'y a pas de signes de pincement. Le terme de *brachyanticlinal* suffit donc à définir l'intumescence. Il faut, d'autre part, pour en embrasser les limites, décrire trois zones synclinales, et non deux.

2. Indications sur la tectonique des parties élevées (fig. 3). — On ne connaît pour le moment, dans tout l'ensemble des crêtes formant les parties hautes du *brachyanticlinal*, qu'un lambeau de couverture sédimentaire incontestable, plus récente, reposant sur le socle antétriasique. Il a été découvert au sommet des Rochers Rouges du Pelvoux (R. Michel et J. Vernet, 1956 a ; je renvoie à cette publication pour tous les détails descriptifs). Il s'agit d'un mince placage de calcaire à base plus ou moins gréseuse ou finement conglomératique et dépourvue de toute trace de métamorphisme. Ce chapeau calcaire, reposant en forte discordance sur les gneiss à cipolins, a tous les aspects du Lias, ce qui est conforme aux prévisions de P. Gidon (1954 b) sur l'existence de lacunes du Trias dans la couverture du massif du Pelvoux.

Le Lias des Rochers Rouges ne montre d'autre trace de déformations tectoniques que son gauchissement d'ensemble, avec création d'un pendage vers l'E (et peut-être un petit reploiement local à son extrémité W, tendant à esquisser un anticlinal).

Cependant, les indications que donne cet affleurement sur la tectonique du *brachyanticlinal* sont très précieuses. Sa position éclaire la morphologie spéciale du Pelvoux, elle montre que la couronne de sommets et le plateau sommital glaciaire, incliné en pente douce vers l'E, du côté de l'extérieur du massif, représentent un lambeau de la surface structurale du socle cristallin respecté par l'érosion ; elle trahit ici la faiblesse des déformations tectoniques alpines.

D'autre part, au Pelvoux encore, s'observent de profondes structures subverticales, comme celle du synclinal de calcaires métamorphiques de la zone des Micaschistes supérieurs (R. Michel et J. Vernet, *ibid.*) qui forme l'arête de bordure W des Rochers Rouges et traverse la pointe Durand jusqu'à l'arête de la Momie (rappelons que ce synclinal, lors de sa découverte, avait été attribué au Trias : P. Gidon et J. Vernet, 1949). Des failles accidentant le contact granite-embréchites, avec ou sans mylonites, sur les ver-

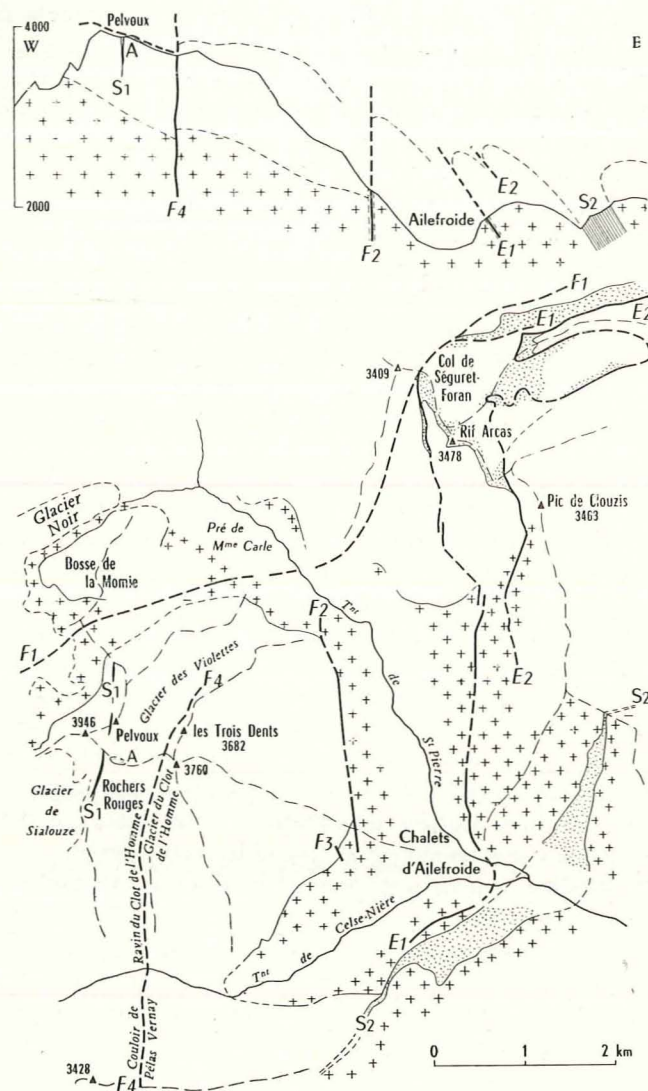


Fig. 3. — Régions élevées du mont Pelvoux et zones limitrophes au SE et à l'E (carte-esquisse et coupe).

En blanc : socle gneissique. — Croix : socle granitique. — Pointillé ou hachures : Trias et Jurassique. — A : chapeau calcaire des Rochers Rouges. — S1 : synclinal de calcaires métamorphiques de l'arête des Rochers Rouges et de la Pointe Durand. — S2 : synclinal d'Ailefroide. — E1 : accident de chevauchement de l'écaille du Rif-Arcas. — E2 : accident de chevauchement de l'écaille de Clouzis-Grangettes. — F1 : faille du col de Séguret-Foran. — F4 : faille probable du Clot de l'Homme.

sants SE, E et N du Pelvoux et des accidents morphologiques importants, traversant le Pelvoux, tel l'alignement ravin de Pélas Verney-ravin et glacier du Clot de l'Homme-couloir N des Trois Dents, sont également verticaux. Il résulte de tout cela une autre indication : au Pelvoux, des mouvements essentiellement verticaux s'associent aux gauchissements.

En l'absence d'autres données, ces deux résultats peuvent s'étendre à l'ensemble des régions situées au sein de l'aire anticlinale.

De nombreuses inégalités de détail doivent d'ailleurs avoir déformé la voûte de la puissante coupole très surbaissée du socle cristallin, dont la surface structurale disparue devait épouser d'assez près la position d'une enveloppe géométrique simple, passant par les points culminants de l'actuelle surface d'érosion. On saisit l'existence de telles inégalités au Pelvoux même, où le prolongement du placage calcaire vient buter contre le flanc S de la pointe Durand, et on verra plus loin le rôle qu'a pu tenir, dans le modelé de cette tectonique, le jeu d'une faille en relation avec les déformations de la bordure E.

Je citerai pour mémoire deux témoins d'affleurements calcaires que P. Gidon (1954 b) a attribués au Trias, en position encore plus intérieure que le Pelvoux, au sein de l'aire anticlinale.

Le premier dont P. Gidon, en compagnie de J. Debelmas et moi-même (alerté par lui) avons vainement cherché l'origine dans la roche en place, consiste en éléments de la moraine du glacier de l'Ailefroide.

Les échantillons que j'ai récoltés comprennent, à côté de « vieux cipolin rouge », un calcaire effectivement bien différent, mais ne rappelant pas non plus les faciès du Trias. Sur lame mince, R. Michel a pu établir la description suivante de cette roche, à définir pétrographiquement comme un calcaire gréso-feldspathique, à faible délit en plaques, avec les éléments suivants :

- calcite finement cristallisée, légèrement orientée, d'où le délit de la roche ; l'orientation pourrait provenir d'un laminage ;
- quartz assez abondant en niveaux épars, à contours anguleux, paraissant brisés et cimentés par de la pâte calcitique ;
- plagioclase (oligoclase ?) en cristaux très corrodés par la pâte calcitique ;
- chlorite rare, en fines paillettes entourant des îlots de calcite. Le quartz et le feldspath semblent d'origine détritique.

Tout ce qu'on peut dire, pour le moment, de cette roche c'est qu'elle ne fait certainement pas partie des « vieux cipolins ». Or, le synclinal calcaire des Rochers Rouges du Pelvoux, bien qu'élément du socle antétriasique et de faciès différent de ceux du Permien et du Houiller, ne fait pas partie non plus des « vieux cipolins ». Le problème soulevé ici, comme aux Rochers Rouges, appartient, je pense, à la stratigraphie du socle.

Le deuxième des témoins désignés ci-dessus est un affleurement que P. Gidon situe au versant oriental des Bans. La description sommaire qu'il donne de la roche de cet affleurement ne peut s'appliquer cette fois qu'à des

bancs de « vieux cipolins », de disposition très identique à ceux des Rochers Rouges du Pelvoux par exemple (R. Michel et J. Vernet, *ibid.*).

Il n'est pas possible d'établir, sur ces données, l'existence d'accidents tectoniques alpins.

3. L'éperon anticlinal de Villar-d'Arène (fig. 4). — Il ne sera décrit, sous ce titre, que la saillie morphologiquement définie du Bec de l'Homme et l'extrême pointe des affleurements de Cristallin et de leur couverture de Trias et de Lias calcaire.

Au NE de la Meije, le Bec de l'Homme est disposé comme un puissant arc-boutant angulaire, suggérant une retombée axiale rapide, mais assez progressive, du brachyanticlinal à son extrémité N. La position des nombreux placages de Trias et Lias qui ont été conservés en bas du versant NE, définissant une surface structurale du socle voisine de l'actuelle surface d'érosion, vient à l'appui de cette suggestion.

A l'extrême pointe, l'affleurement de Cristallin forme un angle obtus. Cependant, une couverture quaternaire abondante empêche en grande partie l'observation des contacts du socle antétriasique avec le Trias et le Lias aux approches de Villar-d'Arène. Un peu de Trias reste plaqué en position subverticale contre le Cristallin vers 2.100 m au N du pic de l'Homme, dominant un versant de schistes noirs ; des balancements superficiels importants, avec glissements, affectent des parties de cette bordure, jalonnée avec assez d'évidence par des failles, là où le Trias est absent, c'est-à-dire sur la plus grande partie des contacts observables.

Mais, au bord même de la Romanche, deux affleurements montrent une succession stratigraphique allant du Trias aux schistes noirs jurassiques, émergeant du Glaciaire en position symétrique d'anticlinal. Le Cristallin, inobservable, ne peut se trouver qu'à proximité, muni ici par conséquent de sa couverture normale et trahissant un ennoyage beaucoup moins prononcé à ce niveau (1.660 m) qu'immédiatement au-dessus.

4. Le synclinal de La Grave et les structures synclinales de la bordure W du brachyanticlinal. — L'ensemble du synclinal de La Grave (pl. 1 A ; fig. 4

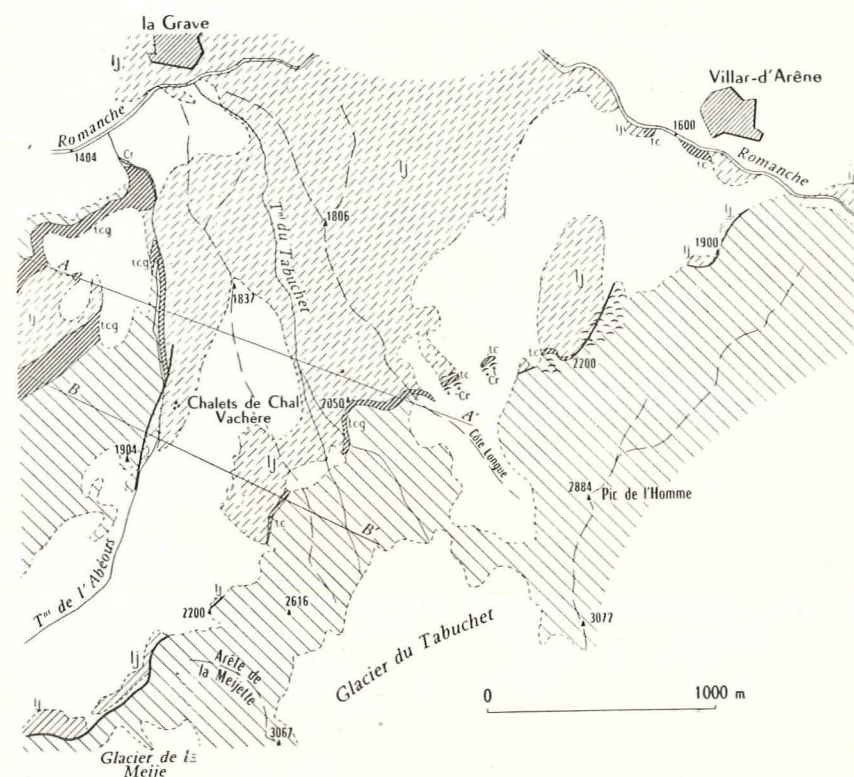


Fig. 4.

Fig. 4. — Bordures du socle au S de La Grave et de Villar-d'Arène.

Fig. 4 bis. — Coupes à travers le synclinal de La Grave.

Surfaces en hachures larges s'élevant vers la gauche, ou croix : socle antétriasique. — Cr : Cristallin. — Gn : gneiss. — γ : granite. — γ' : granite à grain fin, aplites. — h : Carbonifère. — r : Permien. — t : Trias (tc, calcaire ; tg, gréseux). — l : Lias (lc, calcaire ; lm, massif ; ls, schisteux ; lq, quartzite). — j : Jurassique. — slj, sn ou lj : marnes noires ou complexe marno-calcaire. — e : Priabonien (ec, terme inférieur calcaire ; es, terme moyen schisteux ; fl, terme flysch supérieur). — μ : spilites (s. l.). — Quaternaire laissé sans désignation. — Traits gras : failles, contacts anormaux. — Alignements de points : zones laminées. — Croisillons : zones broyées. — Figuré spécial pour les glissements en masse.

(N. B. — Cette légende est commune à plusieurs figures).

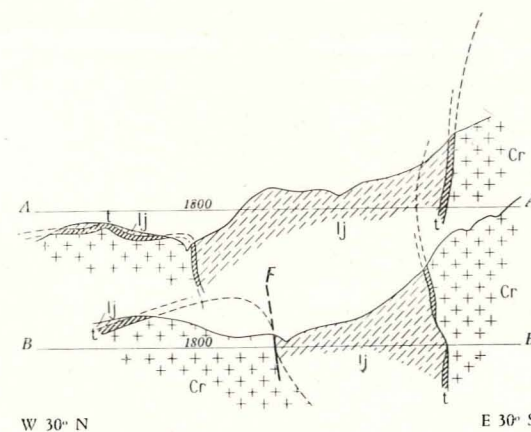


Fig. 4 bis.

et 6), axé NE, dessine une large ouverture vers l'extérieur du massif, avec un remplissage de schistes et calcaires jurassiques entre des bordures plus ou moins continues de calcaire et grès triasique.

En pénétrant dans le massif cristallin, la structure synclinale se vide très nettement en hauteur. Elle aboutit ainsi au col des Ruillans, près duquel une charnière synclinale, au niveau du contact Cristallin-Trias, s'observe vers 3.025 m d'altitude.

La bordure SE des affleurements de Trias et de Jurassique du synclinal de La Grave (secteur principal de bordure NW du brachyanticlinal) correspond au *chevauchement de la Meije*, célèbre depuis Élie de Beaumont.

Jusqu'au col des Ruillans, à partir du pic de l'Homme, le Cristallin chevauche en effet très généralement la couverture sédimentaire. Cependant, le renversement des terrains reste assez peu accusé, faisant en général un angle d'environ 60° avec l'horizontale et n'étant beaucoup plus fort que localement (sous l'arête de la Meijette), alors qu'il n'existe plus en d'autres points (contact subvertical au N du pic de l'Homme, pendage normal de 60 à 70° NNE, à Côte Longue) (fig. 4 bis).

De la Côte Longue au N du pic de l'Homme s'observe le cortège de caractéristiques glissements de paquets de la bordure, déjà partiellement signalé, ayant entraîné à la fois schistes jurassiques, calcaires du Lias, Trias et Cristallin.

Si le Trias et le Lias calcaire semblent manquer sous les Enfetchores et l'arête de la Meijette, ils revêtent tous deux en affleurement continu la bordure cristalline sous le glacier du Tabuchet et le pic de l'Homme. Intercalé à sa place normale entre le Cristallin et un Lias calcaire bien développé, le Trias apparaît, du côté SW, sous l'aspect de petites lentilles de quelques centimètres d'épaisseur passant ensuite à une zone de lentilles plus puissantes (quelques dizaines de centimètres), puis à 10 m de cargneules, enfin à un Trias probablement complet, au moins à sa base, comportant des grès qui ne sont ni broyés, ni laminés. La bordure correspondante de gneiss et de granite à grain fin apparaît peu tectonisée.

Au col des Ruillans, par contre, une mylonite de gneiss (un peu minéralisée en cuivre) forme le contact du Cristallin avec un flanc inverse de Lias calcaire (fig. 6, coupe).

En définitive, la présence fréquente de Trias sous le Cristallin chevauchant, l'existence seule d'un Trias, avec ses grès de base non tectonisés, conduisent à admettre que le chevauchement n'est pas une grande faille, mais un flanc inverse de pli accidenté de cassures locales ; ces dernières sont d'ailleurs sans doute nombreuses et peuvent jouer un rôle important dans la détermination de l'amplitude totale de l'accident. Le chevauchement, d'autre part, n'est pas très accusé.

Des détails de structure très nets, qui peuvent s'observer d'autre part en certains points au miroir de la surface de chevauchement, trahissent des

glissements de faille dont la composante selon la ligne de pente est de loin la principale (fig. 5).

La bordure NE des terrains sédimentaires du synclinal de La Grave n'est visible qu'au-dessous de 1.900 m et au col des Ruillans. Elle montre en bas un contact normal très redressé des gneiss, avec un Trias complet suivi de calcaires du Lias. En s'élevant le long du torrent, le contact normal est remplacé par une faille qui le recoupe sous un angle assez faible, jusqu'à disparition sous les moraines et les apports torrentiels. Au col des Ruillans, la bordure subverticale comporte un mince placage discontinu de Trias, comprenant cependant des grès.

Il n'y a donc pas de différence essentielle entre les styles tectoniques du flanc inverse et du flanc normal, celui-ci paraissant seulement moins laminé.

Le synclinal nettement rejeté en hauteur au col des Ruillans y révèle une grande partie de son fond sédimentaire. Il s'y montre complexe, accidenté de replis aigus, en partie seulement cassants, faisant émerger des glaciers des coins de gneiss, avec leur revêtement de grès et de calcaires triasiques, pinçant le Lias et les schistes jurassiques (fig. 6). Il s'y divise dissymétriquement en deux structures synclinales mineures, la moins profonde formant la charnière visible vers 3.025 m, l'autre au SE, s'insérant sous le chevauchement de la Meije.

Au SSW du col des Ruillans, le Lias forme le bed-rock du glacier du mont de Lans au sommet des pentes qui dominant le vallon du Diable. Ce versant découvre une large coupe synclinale très dissymétrique, de même sens qu'au col des Ruillans ; la structure s'accuse en synclinal pincé au S du col de la Lauze, avec charnière très aiguë vers 3.050 m (peut-être en partie noyée sous les éboulis d'un couloir). Le flanc E, très redressé et sensiblement rectiligne à l'affleurement, suggère un chevauchement mais encore peu accusé. Du Trias s'observe sur les deux flancs du synclinal, ses grès de base étant présents au moins à l'W ; il prend part, avec son substratum de granite et de gneiss, à des replis souples.

Dans le Cristallin, la structure synclinale est soulignée par un plongement brutal du granite sous les gneiss des deux flancs.

Ce synclinal du col de la Lauze (fig. 6, carte-esquisse en cartouche) ne peut que prolonger directement au SSW, avec encore une élévation d'axe, le synclinal de La Grave-col des Ruillans : la morphologie, qui situe en bordure exacte des plus grands reliefs, tous cantonnés du côté E, les divers affleurements synclinaux, vient renforcer cette notion.

La coupure du vallon du Diable doit avoir creusé assez profondément le

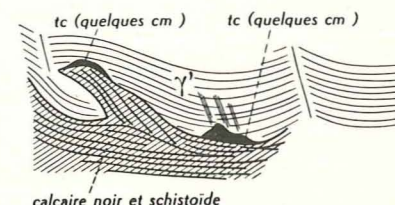


Fig. 5. — Miroir de faille local du « chevauchement de la Meije », avec stries et cannelures fortement redressées.

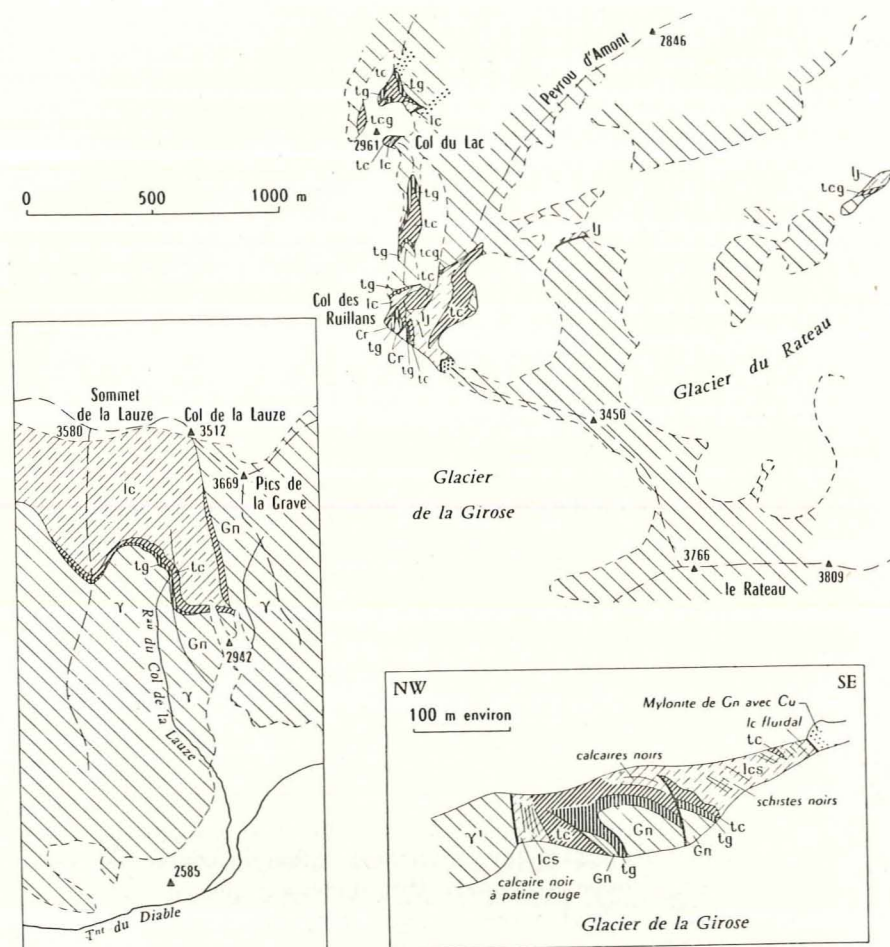


Fig. 6. — Les structures synclinales du col des Ruillans et abords du col de la Lauze (pour la légende, voir fig. 4).

socle cristallin au-dessous du synclinal de sédimentaire, mais les faces N de la pointe de Burlan et de l'aiguille du Plat de la Selle sont recoupées, à une altitude passant de 3.000 m à l'E à 3.300 m à l'W environ, par une structure synclinale apparemment fortement pincée et déversée, peut-être couchée, qui renferme au moins des calcaires liasiques et des schistes jurassiques à l'aiguille du Plat de la Selle. L'accident morphologique n'est peut-être plus que la trace d'une simple cassure intracristalline, avec mylonite à travers l'éperon N de la pointe de Burlan. En l'absence d'observation sur place, on ne peut préciser le style tectonique de ce *synclinal de l'aiguille du Plat de la Selle* (fig. 7). Quoi qu'il en soit, il prolonge encore indubitablement,

160

vers le SW, le synclinal de La Grave, mais cette fois sans élévation d'axe bien sensible, s'il y en a une. La trace de l'accident se perd très vite à l'W de l'aiguille ¹.

Or, au SW, et beaucoup plus bas, s'insère à flanc de pente dans le Cristallin, entre 2.000 et 2.100 m d'altitude, le petit affleurement de Trias du *synclinal du versant SW de la Tête de Graou*. Cet affleurement, dont les dimensions linéaires n'excèdent pas 100 et 350 m, montre le Trias emballant des amandes de Lias calcaire. L'ensemble, allongé selon le méridien, est légèrement arqué, ce qui, en rapport avec la convexité du versant, trahit un déversement vers l'W.

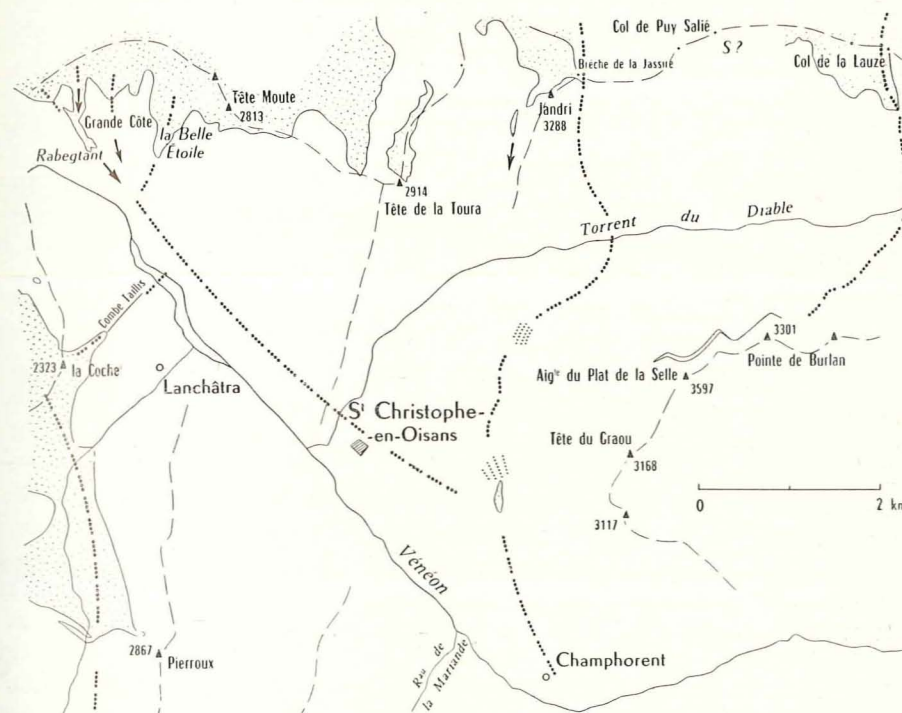


Fig. 7. — Relations synclinales à travers la vallée du Vénéon.

Pointillé : Trias et Jurassique. — *Tirés par groupes de points* : charnières synclinales ; sens d'envoyage d'axe indiqué par les flèches. — *Tirés fins* : courbes de niveau de la surface du socle antétriasique (surface structurale tectonique). — *Lignes de petits points* : zones mylonitiques, cassures intracristallines.

(N. B. — Cette légende est commune à plusieurs figures). — *S ?* : synclinal de sédimentaire probable.

¹ Voir les résultats d'une observation hélicoptère faite en septembre 1961 sur l'accident de l'aiguille du Plat de la Selle in P. BELLAI, B. C. G. F., t. LIX, n° 269 (Note ajoutée en cours d'impression).

161

Mais ce lambeau de charnière synclinale ne peut pas prolonger l'accident de l'aiguille du Plat. C'est à des structures plus occidentales qu'il correspond au N (fig. 7) : immédiatement au N, il est prolongé dans le Cristallin par un énergique feuilletage localisé dans une bande relativement étroite ; sensiblement plus au N, dans les escarpements entre 2.500 et 2.770 m d'altitude, on retrouve une nouvelle zone de Cristallin très feuilleté dont le pendage (évalué depuis le sommet du Jandri) est de 50 à 60° E.

Toutefois, s'il n'y a pas de notion de prolongement, il en reste celle de relais.

Au-delà, vers le S, il ne semble pas exister d'autre affleurement sédimentaire dans toute la largeur de la vallée du Vénéon. Dans le Cristallin, un feuilletage en grand, assez lâche à Champhorent, parallèle à la schistosité subverticale SE ou SSE des gneiss, des zones mylonitiques, subverticales SE aux lacs des Bêches, ne sont que des indices possibles de structures synclinales.

Mais cette direction et plus précisément la direction SSE, est à partir du synclinal du Graou celle d'une nouvelle coïncidence tectono-morphologique ; le vallon de la Muande, le plus important des vallons de la rive gauche du Vénéon, est tracé selon cet axe, aboutissant à l'échancrure la plus profonde de la crête des Bans-Olan, marquée par les cols de la Muande et de Chalance. De l'autre côté de l'échancrure et dans le prolongement quasi rigoureux de l'axe se situe, en bas de versant, l'affleurement de Trias et spilites, fortement pincé dans le Cristallin, du *synclinal du Rif du Sap*.

Cette formation, à allure pseudo-filonienne en raison de son étroitesse et de son allongement (quelques mètres à 50 m de largeur sur une longueur développée de près de 1 km), s'étend en direction rectiligne depuis le bord d'un replat couvert de glaciaire en haut, vers 2.050 m, jusqu'à un cône de déjections torrentielles constituant le bas des pentes, vers 1.500 m. Elle montre un pendage de l'ordre de 60° E à ENE. Elle est donc, elle aussi, déversée vers l'W. Sa disposition topographique trahit d'autre part une forte élévation d'axe en direction des cols et il n'est guère douteux que par dessus ceux-ci devrait se prolonger le synclinal vidé en hauteur par l'érosion.

En définitive, jusqu'à la soudure à Rif du Sap, à travers la vallée de la Séveraisse, avec les grands affleurements synclinaux de Trias et de Jurassique de la région de l'aiguille de Morges, il n'est pas possible d'observer une structure synclinale simple qui pourrait constituer la limite occidentale nette d'un brachyanticlinal des Écrins. Mais, à l'échelle des détails observés, il n'est pas douteux que les structures synclinales, dont on ne voit plus que des lambeaux, et se relayant obliquement, sont des témoins d'une structure synclinale d'ordre supérieur, plus complexe, qui les englobait et qui, dans son ensemble, définit la limite cherchée (pl. 1 A).

L'existence d'un brachyanticlinal des Écrins, distinct des soulèvements montagneux à l'W de cette limite, reste très fidèlement inscrite dans la topographie, car les crêtes sont partout nettement plus élevées à l'E qu'à l'W.

On trouvera ailleurs (J. V., 1951 a, 1951 b, 1952 b) quelques autres détails

concernant la description des synclinaux de l'aiguille du Plat de la Selle, de la Tête du Graou, du Rif du Sap ainsi que des structures voisines.

5. Limites S. La cuvette de l'aiguille de Morges : carrefour de jonction entre le synclinal de Vénosc et ses prolongements. — Je reprends ici, avec quelques modifications, des résultats antérieurs (J. Vernet, 1951 a).

A l'angle SW du brachyanticlinal des Écrins, le synclinal pincé du Rif du Sap trouve son prolongement au-delà des apports détritiques quaternaires du fond de la vallée de la Séveraisse (à 500 m de distance environ) dans le synclinal du ruisseau de la Lavine, une des structures englobées dans l'unité beaucoup plus importante que j'ai précédemment appelée le *synclinorium de l'aiguille de Morges* (fig. 8). On verra que ce dernier est un important carrefour où le synclinal de Vénosc, au sens propre, vient à son extrémité S de diviser, vers l'E, en deux rameaux N et S. On verra le premier se poursuivre selon un grand arc à travers tout le Haut Massif (synclinaux de Surette, d'Ailefroide, de la Sastrière). Le second, arqué aussi, mais en sens inverse, apparaîtra plus court aussi, pour sortir du massif au S (Méollion).

Les affleurements sédimentaires qui définissent ce synclinal complexe s'étendent dans un espace grossièrement triangulaire de 8 km de base orientée ESE et 5 km de hauteur. Ils occupent, encaissés dans le Cristallin, une cuvette aux parois très abruptes, parfois subverticales ou chevauchantes. La profondeur de cette cuvette doit être grande, car au passage du torrent du Tempier, le contact Cristallin-Trias, à 1.400 m, conserve un fort pendage et, dans l'axe du synclinal du ruisseau de la Lavine, le Lias subvertical s'enfonce sous le Quaternaire à 1.300 m.

Ici, le Trias semble ne pas comporter de base gréseuse. Il contient, vers le bas, des cargneules et, au-dessus, des dolomies-capucin, ainsi que les marbres rouges et verts connus depuis Ch. Lory (Marbre de Navette). Ne constituant un revêtement relativement épais et presque continu que sur la bordure N, le Trias est souvent totalement absent de vastes étendues ; seuls deux petits lambeaux semblent en jaloner la bordure S, à l'exception de ses extrémités où il reprend quelque importance.

Des spilites développés en formation épaisse et étendue apparaissent ici presque partout comme très fidèlement superposés au Trias et intercalés entre celui-ci et le Lias, faisant figure d'un véritable repère stratigraphique. Cependant, il existe un doute sur cette fidélité stratigraphique : la crête de Côte Grasse porte peut-être des spilites interstratifiés dans le Trias, si le redoublement n'est pas tectonique comme me l'ont montré des observations postérieures à la publication citée.

Le Lias calcaire massif, puis schisteux, et les schistes noirs jurassiques forment au-dessus des spilites une trilogie caractéristique.

L'absence de grès triasique de base en formation bien apparente doit être d'origine stratigraphique. Il est bien possible qu'il en soit de même, comme au sommet du Pelvoux, en ce qui concerne l'absence totale de Trias dans

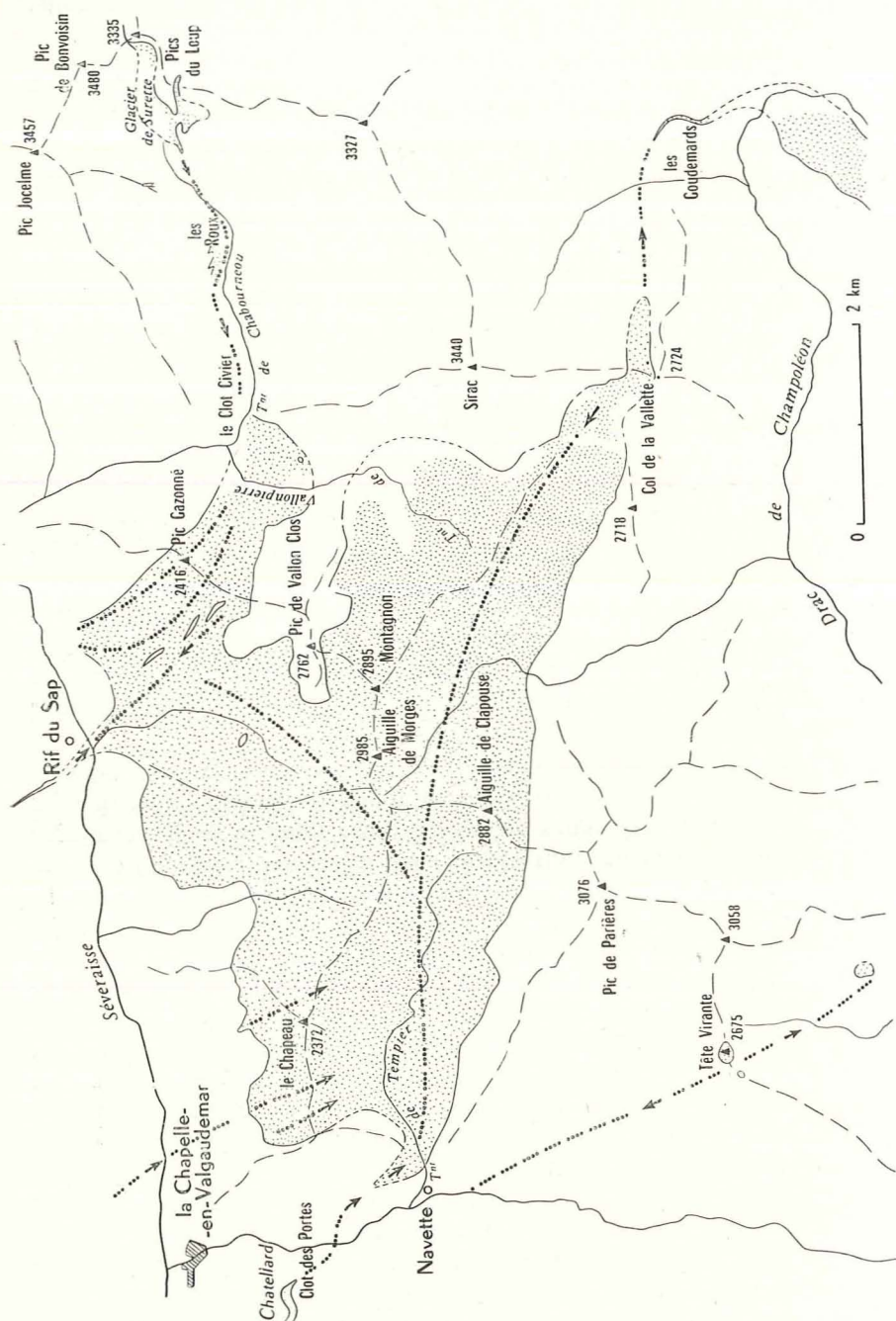


Fig. 8. — Cuvette de Morges et ses diverses liaisons synclinales (pour la légende, voir fig. 7).

certaines zones, notamment dans les secteurs orientaux où elle s'observe avec le plus de généralité et où il est fréquent de trouver des spilites directement appliqués sur le Cristallin.

Cependant, le complexe sédimentaire a subi des déformations tectoniques intenses et de grande ampleur, déjà inscrites dans l'altération des cargneules qui se montrent souvent écrasées en une brèche tectonique jaune, bourrée de débris de spilites.

Dans les parties S et W du synclinorium, la tectonique de la couverture consiste en un *empilement d'écaillés énergiquement replissés*.

J'ai antérieurement défini quatre de ces écaillés, mises en évidence par les bancs durs de spilites qui se sont d'ailleurs cassés et disséminés en pavés disjoints dans les limites même d'une écaille (fig. 9 et 10). L'écaille inférieure (Trouba-Sapinières), de très petite dimension, est en relation avec un flanc inverse de Lias ; l'ensemble ayant été ultérieurement redressé à la verticale par la formation du synclinal du socle dans lequel l'écaille est fichée, appliquée au flanc E. L'écaille supérieure, à l'aiguille de Morges, montre au Montagnon l'amorce d'un flanc inverse supérieur de Lias, vestige probable d'un chevauchement encore plus élevé. A l'E de l'aiguille de Morges (l'Ocanière), une épaisse succession de spilites doit correspondre au laminage total du Jurassique entre les bancs de spilites des deux écaillés de l'aiguille de Morges et d'autres spilites peut-être autochtones.

Une charnière de schistes jurassiques conservée entre les deux écailles de l'aiguille de Morges, à l'W du sommet, définit un sens de poussée vers le SW.

Mais d'autres complications doivent exister. L'accumulation puissante de schistes noirs dans le soubassement occidental de l'écaille inférieure de l'aiguille de Morges ne peut être en effet que tectonique et en rapport étroit d'ailleurs avec le laminage de l'Ocanière. D'autre part, une curieuse brèche tectonique de dolomie et spilites s'insère dans les dolomies du fond du synclinal du torrent du Trouba (elle dessine, sur quelques dizaines de mètres, une sorte de virgule au flanc rive droite du torrent) : si la présence de spilites intercalés dans le Trias dans la partie W de la crête de Côte Grasse n'est pas d'origine stratigraphique, elle trahit, avec la brèche tectonique, une cinquième écaille, située sous l'écaille Trouba-Sapinières et à la présence de laquelle serait alors due la grande puissance apparente du Trias sur la crête ; cette cinquième unité chevauchante se retrouverait alors dans la falaise de la Buffe et dans certains des éléments de Trias, Lias et spilites, intriqués de manière complexe de part et d'autre du torrent du Tempier, à l'aval.

D'autre part, le Cristallin présente volontiers, notamment à la bordure S, une surface structurale en dalles unies sur lesquelles viennent reposer des spilites ou des schistes jurassiques et qui ne peuvent être que le résultat d'une énergique dénudation tectonique.

La part est difficile à faire de ce rabotage tectonique, d'une part, et de l'absence de dépôt originel de Trias à la surface des îles vindéliciennes, d'autre

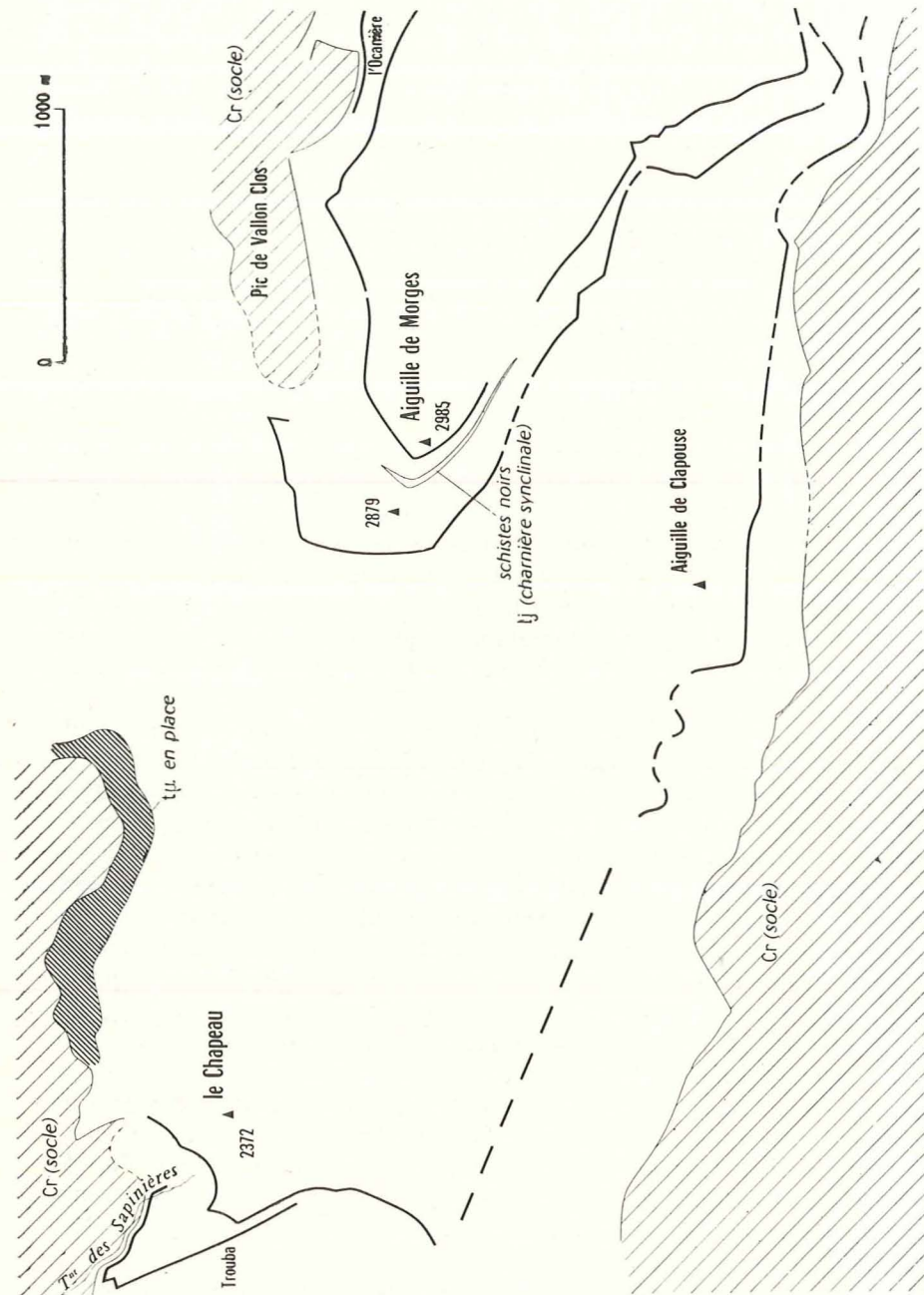


Fig. 9. — Disposition géographique des écaïles de couverture superposées de la région W de la cuvette de Morges.

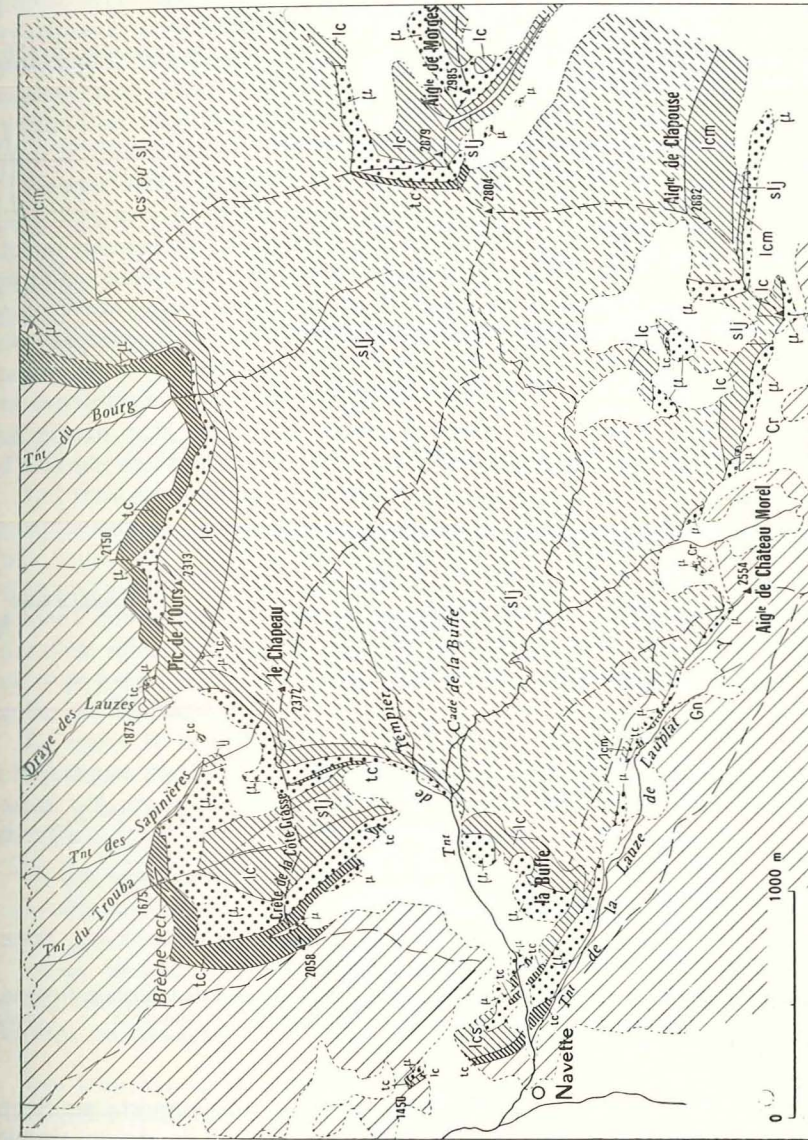


Fig. 10. — Région W de la cuvette de Morges (pour la légende, voir fig. 4).

part. Si cette dernière n'avait pas joué son rôle, on devrait retrouver, à la base des écaïles, beaucoup plus de Trias qu'elles n'en comportent.

On peut d'autre part mettre en relation le rabotage de la bordure S plus précisément avec le glissement de la cinquième écaïlle.

Quant au plissement qui a repris les écaïles, il est en relation directe avec les structures du socle.

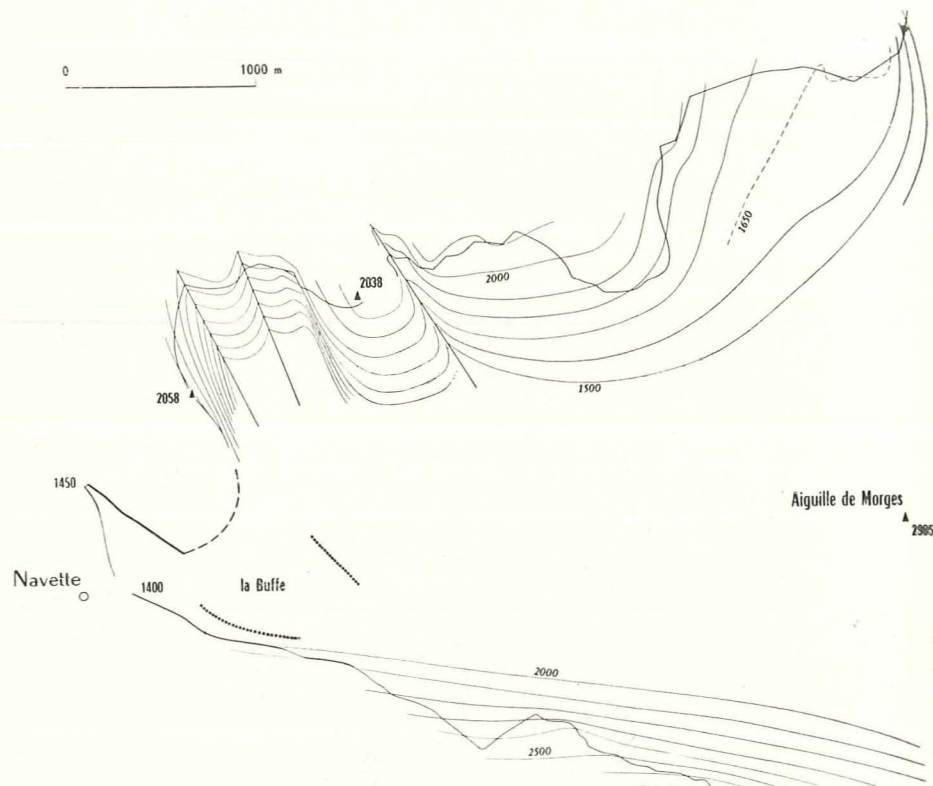


Fig. 11. — Région W de la cuvette de Morges.
Disposition des flancs du socle antétriasique.

Contour général des affleurements de couverture, courbes de niveaux de la surface du socle. Traits un peu épaissis : contacts verticaux. — Traits épais : chevauchements. — Lignes de points : charnières synclinales dans la couverture.

L'ordonnance de la cuvette synclinale du socle (fig. 8) comporte au S un grand sillon rectiligne WNW. Sur ce rameau synclinal de dessin simple et faisant avec lui en direction un angle de 30 à 40° se greffe une zone déprimée sinueuse qui, dans l'état des observations de surface, ne peut être décrite que comme la zone d'abaissement d'axe de structures transversales plus petites, comportant quatre synclinaux qui découpent la bordure N et sont

orientés NW à NNW ; parmi ces synclinaux se trouve notamment celui du ruisseau de la Lavine. D'autre part, l'extrémité W du grand synclinal S, la pointe synclinale de Navette, s'oriente à peu près parallèlement aux autres synclinaux de la bordure N. La disjonction des deux rameaux synclinaux principaux (synclinal S et zone déprimée greffée dessus) est marquée par le soulèvement brusque du Cristallin, au NE de l'aiguille de Morges, du pic de Vallon Clos, dont la continuité avec le Cristallin du Sirac à l'E doit se réaliser sous le Glaciaire du torrent de Vallonpierre.

Le synclinal S (fig. 8 et 11) montre un flanc S en plongement régulier de 50 à 60°, avec çà et là quelques parties plus abruptes, voire subverticales. A son extrémité E, il est chevauché au N par le Cristallin du Sirac sous un pendage général de 60° NE en bordure du vallon de Gouiran. A son extrémité W, la pointe synclinale de Navette, on le verra, doit montrer aussi un chevauchement du Cristallin à sa bordure NE. Son axe doit passer par un point bas à la jonction avec la zone déprimée nord orientale, tandis qu'à sa terminaison orientale, cachée sous les éboulis et le Glaciaire, la charnière au niveau de la base du Trias ne peut pas se trouver au-dessous de 2.200 m d'altitude environ, 2.400 m donnant une limite supérieure probable.

Les trois (ou quatre) écaïles de Trias, spilites et Jurassique qui forment le remplissage du synclinal sur un coussinet de couverture en place parfois très aminci (et peut-être très localisé) ont été reprises dans le pli synclinal ; celle de l'aiguille de Claphouse présente à son bord S le même angle de plongement que la bordure cristalline, tandis qu'un synclinal superficiel d'axe parallèle affecte en partie les écaïles supérieures de l'aiguille de Morges, pli avec lequel est en relation le léger renversement du Lias calcaire de l'aiguille de Montagnon.

La région W de la bordure N (fig. 8, 10, 11, 12, 13), caractérisée stratigraphiquement par le maximum de puissance et de continuité du Trias, largement affleurant malgré l'extension relative des formations quaternaires, montre :

- des synclinaux pincés ;
- des anticlinaux intermédiaires en voûte surbaissée ou en gros renflement grossièrement arrondi ;
- un fort plongement général au SW, avec des angles d'abaissement d'axe allant de 60-70° (synclinal du torrent de Trouba) à 45° (anticlinal du torrent du Bourgu).

Les trois synclinaux qui accidentent le socle représentent trois variétés différentes d'un même style tectonique.

La pointe synclinale de Navette, nettement pincée dans le Cristallin, se termine par une charnière subrectangulaire, à fond plat, aux flancs verticaux, avec un paquet de Trias au fond. L'inclinaison moyenne du Lias fait présumer un chevauchement des gneiss au NE sous un pendage de l'ordre de 60 à 70°.

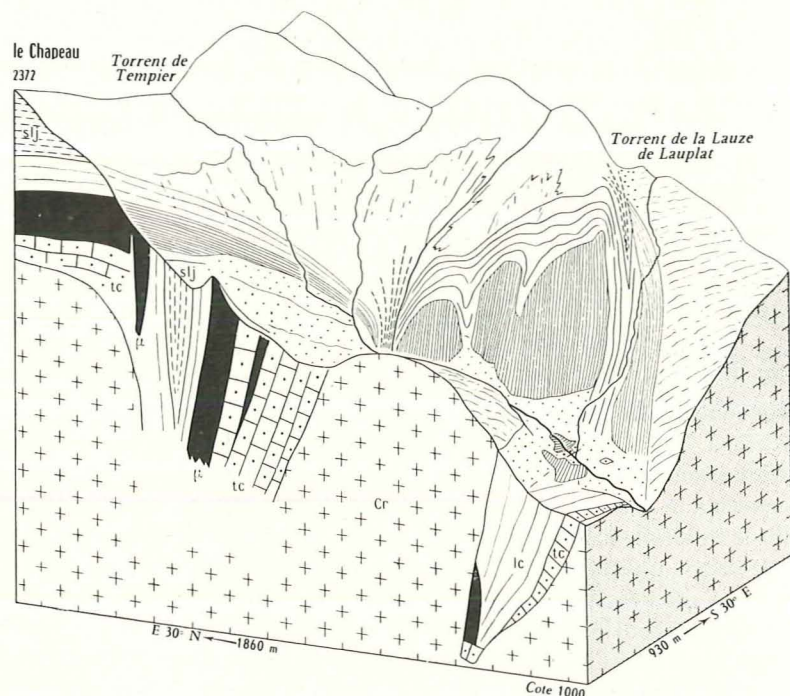


Fig. 12. — Extrémité W de la cuvette de Morges.
Pointillé : Quaternaire (Pour le reste de la légende, voir fig. 4).

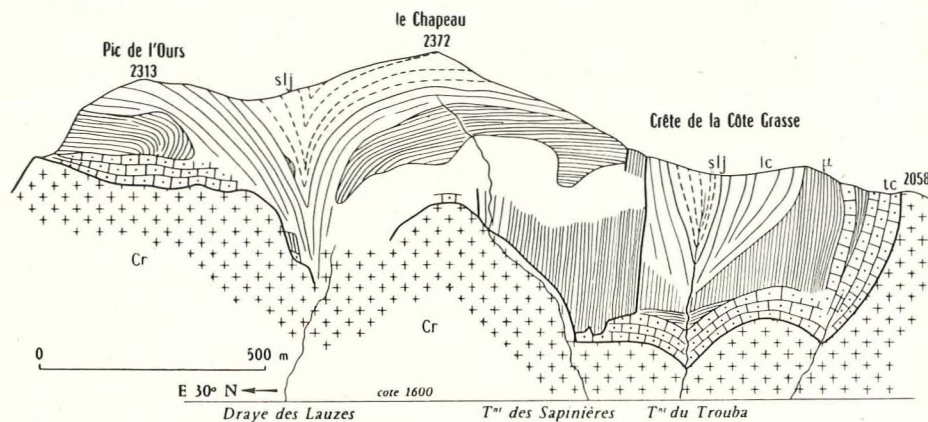


Fig. 13. — Synclinaux du torrent de Trouba et de la Draye des Lauzes
et anticlinal du Chapeau.

Structures observées aux affleurements (pour la légende, voir fig. 4).

Le synclinal du torrent de Trouba n'est pincé que par rapport aux schistes noirs ; les épais paquets de spilites qu'il renferme ont visiblement offert une résistance à la déformation du socle et l'ont obligé à se mouler en partie sur eux, en maintenant sur place un Trias épais. Cependant ce schéma reste peut-être trop simple : le synclinal pincé de schistes noirs est peut-être une charnière également préexistante sous un flanc inverse au substratum de l'écaille Trouba-Sapinières et redressée avec elle dans le mouvement synclinal, sans doute cependant resserrée aussi. En fait, ici dans le Cristallin se définit un synclinal large, avec deux axes synclinaux à très fort ennoyage, séparés par un léger bombement, les flancs de part et d'autre dessinant des bords abrupts d'auge.

Le synclinal de la Draye des Lauzes est pincé dans le Cristallin, avec très probablement un petit fond plat sur quelques mètres. Il montre avec netteté l'expulsion sur ses deux bords des bancs de spilites durs, un petit paquet de spilites et Trias ayant de plus migré axialement dans la masse jurassique, entre les calcaires du Lias et les schistes noirs. La schistosité des spilites du bord E à leur terminaison et le rebroussement qu'elle présente doivent traduire les effets de l'expulsion au front du banc spilitique qui résistait.

Les deux anticlinaux intermédiaires apparaissent :

— l'anticlinal Trouba-Navette, comme une intumescence plus haute que large, presque isoclinale et grossièrement arrondie au sommet, légèrement déversée au SW, tandis qu'au SE, selon son axe, il doit présenter un très fort angle de plongement peut-être à la verticale ;

— l'anticlinal du Chapeau, comme assez régulièrement arrondi et au sommet légèrement aplati.

A l'E, le large anticlinal axé sur le torrent du Bourg présente particulièrement bien les caractères opposés de plongée rapide sur les bords extrêmes, au voisinage des axes synclinaux, et de voûte surbaissée se raccordant par une courbe continue à ses bords raides.

Écailles et couverture autochtone ont été reprises ensemble sans distinction dans ce plissement. Il faut peut-être préciser que c'est la position insolite des spilites et du Lias entre la crête de Côte Grasse et le torrent des Sapinières qui conduit à voir ici une écaille inférieure et au Chapeau une écaille superposée représentant l'unité de l'aiguille de Claphouse.

En tout cas, deux points de la tectonique des plis de la couverture sont à noter en relation avec le plissement du socle :

Aux escarpements SE des gneiss de l'anticlinal Trouba-Navette correspond, à 250 m de distance minima, la falaise de la Buffe constituée de spilites en placage sur du Lias calcaire, le tout étant subvertical. Les calcaires viennent d'ailleurs se replier horizontalement en sommet de falaise. Il y a ici, sous les alluvions du torrent du Tempier, un fort épaissement local des termes inférieurs de la série sédimentaire (autochtone ou avec un Trias

de base d'une cinquième éaille). D'autre part, sur l'axe du grand synclinal S, les deux rives du torrent du Tempier montrent un désordre dans la disposition des paquets de Trias et de spilites émergeant des alluvions et s'étendant au Lias voisin, qui ne pourrait pas s'expliquer seulement par le repliement tranquille des terrains d'une cinquième éaille reposant sur l'autochtone. Le carrefour formé par la jonction de la zone déprimée NE et du synclinal S a été le siège d'un énergique bourrage de sédiments. Le repliement synclinal transversal du synclinal S semble être la cause, par effet de piston provenant de la réaction de la bordure cristalline SW non engagée dans la déformation et résistante, d'une dispersion radiale des spilites et du Trias vers le NE et l'E, c'est-à-dire du côté de moindre résistance, selon l'axe de la dépression NE.

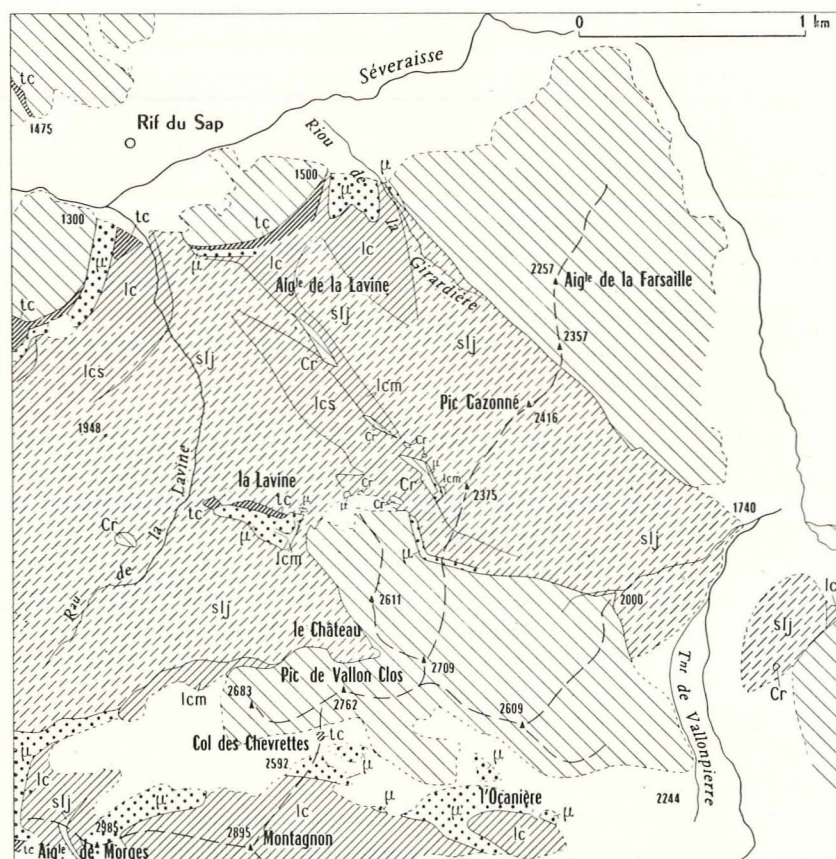


Fig. 14. — Région NE de la cuvette de Morges (pour la légende, voir fig. 4).

Dans les terrains de la rive gauche du torrent du Tempier (autochtones ou constituant des éailles empilées), spilites, Lias, calcaire et schistes jurassiques définissent deux synclinaux énergiquement pincés ; l'un n'est que la répercussion dans la couverture du plissement synclinal S du socle, l'autre peut être aisément mis en rapport avec le synclinal du torrent du Trouba, mais avec un fort décalage d'axe, tant en prolongement (à la limite commune constituée par le torrent du Tempier), qu'en direction.

La région NE du synclinorium accuse dans le socle les actions de plissements les plus énergiques (fig. 14 et 15).

Ici, il n'y a apparemment plus trace d'éailles dans la couverture sédimentaire et les seules complications tectoniques qui peuvent s'y lire se résument dans les laminages ou des ablations locales de parties de la série et notamment de sa base.

C'est ici que commence d'une façon précise, à l'W, la bordure S du brachy-anticlinal des Écrins, au point situé vers la base du ruisseau de la Lavine où l'axe du synclinal du Rif du Sap pénètre dans la région des affleurements sédimentaires du synclinorium.

On notera au passage que la formation du pli du Rif du Sap-ruisseau de la Lavine a laissé sa trace bien apparente dans les gneiss à l'W : un clivage en grand très accusé sous un pendage de 60 à 70° ENE se voit dans la

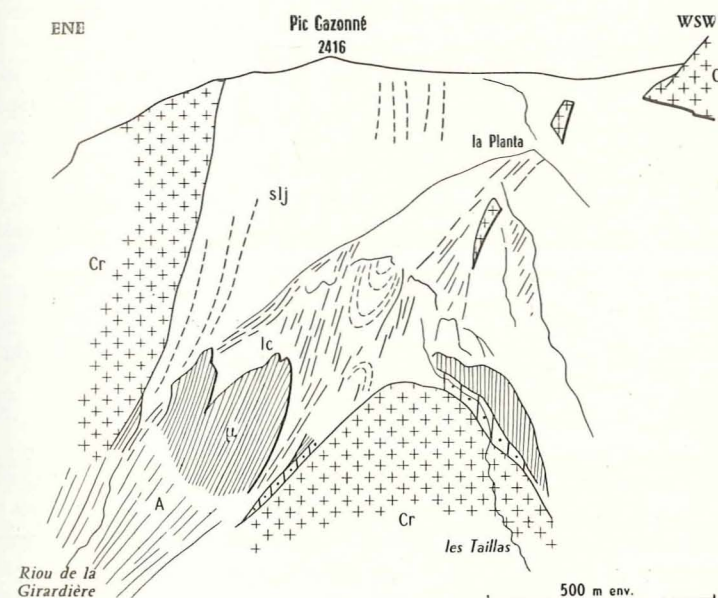


Fig. 15. — Accidents de la crête de la Planta, de l'aiguille de la Lavine et abords (croquis).

A : éboulis. — Traits gras : chevauchements (Pour le reste de la légende, voir fig. 4).

falaise sous l'Estoulette ; la trace de ce feuilletage est progressivement déviée sur quelques centaines de mètres jusqu'à devenir sensiblement parallèle à celle du synclinal du Rif du Sap à son contact ; d'autre part, elle se prolonge fidèlement dans la schistosité des gneiss au S de la Séveraisse sous la retombée NE de l'anticlinal du torrent du Bourg où la variation des pendages de cette schistosité et du pli sont de même sens.

Les caractéristiques communes aux deux synclinaux ici définis sont :

- de venir se fermer très brusquement contre le Cristallin au SE ;
- de ne « sortir » au NW que par d'étroites issues pinçant des calcaires liasiques et des schistes jurassiques subverticaux et qui ont frayé le passage aux torrents : c'est l'une de ces issues qui aboutit au synclinal du Rif du Sap.

Entre ces issues, on observe, respectés par l'érosion qui a creusé la vallée de la Séveraisse, des témoins de bordure du socle d'allure caractéristique. Au NW de l'aiguille de la Lavine, une bordure cristalline très redressée et revêtue de Trias forme un redan obtus à l'origine de l'anticlinal qui sépare les deux synclinaux. A l'W du Riou de Girardièrre, le synclinal du pic Gazonné se divise en deux sorties de Lias calcaire qui se font de part et d'autre d'un éperon anticlinal secondaire, effilé, de calcaire liasique qu'un puissant placage transversal de spilites vient chevaucher légèrement. Ces spilites suggèrent la présence antérieure d'une paroi cristalline, elle-même chevauchante, que l'érosion a fait disparaître ; calcaires et schistes, les uns et les autres d'ailleurs subverticaux, sont affectés d'intenses replis.

Sur son flanc NE, le synclinal du pic Gazonné ne présente qu'un immense mur vertical, uni, de gneiss, parallèlement auquel courent les strates des schistes jurassiques, un lambeau de spilites restant collé à la base observable au NW.

Les schistes vont buter, à l'autre extrémité de la demi-fosse ainsi définie, contre les gneiss du Sirac qui, garnis d'un épais liséré de Lias resté concordant avec son socle, sont au moins en partie chevauchants.

Bien que l'éperon anticlinal de Cristallin du pic du Vallon Clos appartienne à l'unité du Sirac, il est nécessaire de décrire ici les modalités de structure qu'il montre aux bordures sédimentaires, car elles ne peuvent être détachées de celles de l'ensemble du synclinorium.

Vers le NE, ces gneiss ne plongent qu'à 50-60° sous les schistes. Ici vient s'y rattacher en biseau l'anticlinal qui sépare le synclinal du ruisseau de la Lavine de celui du pic Gazonné. Cet accident particulier était au NW, puis forme une crête topographique (La Planta). Il s'insère dans les schistes une étroite bande de Lias calcaire dont le bord SW est jalonné par un alignement de minces esquilles de gneiss, légèrement chevauchantes au SW ; une de ces lames porte, latéralement et contre une extrémité, un liséré de spilites.

Sur le front NW, les gneiss du pic du Vallon Clos chevauchent un peu (pendage d'environ 70 à 75°), au N, à l'WNW ou au NNW, les schistes jurassiques. Ceux-ci viennent buter contre la paroi de gneiss. Une belle dalle

plane, en surplomb, polie, visible au-dessus du lieu-dit « La Lavine », illustre le chevauchement. De plus, les gneiss forment comme un cap, avec des contours anguleux en ligne brisée à éléments rectilignes. Plus au S, les schistes vont se bloquer haut en altitude dans une sorte de « golfe » des gneiss, au fond dessiné en demi-cercle, et sont à nouveau chevauchés, ainsi qu'une bande de Lias calcaire, sur toute la rive S du golfe.

En avant du front des gneiss, et à l'image des esquilles du socle de l'anticlinal de La Planta, des esquilles et des blocs de gneiss et de spilites, avec ou sans Trias, apparaissent fichés subverticalement, ou avec un léger déversement au S, dans les schistes jurassiques étendus en puissant affleurement à travers le vallon de la Lavine. Ces lambeaux s'allongent tous parallèlement à la direction générale des feuillets schisteux qui les emballent, soit ici WNW. Les spilites apparaissent comme des parties décollées de leur socle et mises de champ ; ils forment ainsi la puissante barre de la Lavine, flanquée de Trias et à laquelle s'accroche à l'E une lame calcaire d'aspect liasique dont un prolongement perpendiculaire s'insère dans les spilites à la manière d'un filon.

Il n'est pas sans intérêt de noter la présence d'un bloc de gneiss dans les schistes jurassiques vers l'extrémité SE du synclinal du pic Gazonné. Le processus tectonique qui a conduit à l'arrachement d'éclats, plus ou moins volumineux, du socle ou de parties résistantes de la base de la série sédimentaire et à leur migration vers le haut dans cette série intéresse donc un domaine étendu.

Sur le flanc S du pic de Vallon Clos, l'aiguille 2.585 apparaît aussi, interrompant la continuité des spilites de la série tectonique de base, en principe autochtones, comme un bloc puissant de gneiss arraché et déplacé au cours des mouvements du socle, mais il n'a pas pris part à des déformations du type de celles de la région au N.

Dans la tectonique de la cuvette synclinale de l'aiguille de Morges s'inscrivent, on le voit, des modalités très diverses de la déformation du socle comme de sa couverture.

J'attribue à l'écoulement par gravité les déplacements tangentiels de la couverture qui ont formé et empilé les écaillés. Cet écoulement s'est produit principalement à partir d'une zone située au NE (d'après la position de la charnière visible). Mais à la surface du Cristallin en cours de soulèvement devaient déjà aussi naître des esquisses de petits plis à la faveur desquels le Trias se maintenait sur la bordure N (bien que, on l'a vu, l'absence de Trias ailleurs puisse être en partie originelle). L'intense plissement du socle, repinchant les écaillés, est venu après.

Dans les structures s'inscrivent, de plus, deux traits tectoniques particuliers :

- le parallélisme approximatif des directions d'allongement ou des charnières des petits plis, avec une direction privilégiée qui coïncide avec la direction générale de la schistosité des gneiss ;

— le déversement de diverses bordures cristallines chevauchant leur couverture sédimentaire ; la composante générale de ces chevauchements est WSW, mais ils peuvent avoir lieu dans des directions divergentes, de part et d'autre d'un même anticlinal de Cristallin.

6. Limites S et SE. Les synclinaux du glacier de Surette et d'Ailefroide. — Immédiatement à l'E, la branche N du synclinorium de l'aiguille de Morges ne disparaît, en aval de Clot Civier, à 1.700 m d'altitude, que sous le Quaternaire du fond du haut vallon de la Séveraisse, son flanc de Cristallin NE étant largement ébréché au passage commun des torrents de Vallon Clos et de Vallonpierre.

Or, à travers le Clot Civier et par le vallon de Chabournéou, il y a prolongement évident de la structure synclinale dans une série d'affleurements sédimentaires orientaux très significatifs, conservés plus particulièrement en fond de vallon (fig. 16).

Je reprendrai ici, presque sans changement, une description antérieure (J. V., 1950) ¹.

On retrouve entre 2.150 et 2.250 m d'altitude, près du lieu-dit « Les Roux », un groupe d'affleurements de Trias et de Lias. Le Cristallin formant la rive gauche du torrent, le Trias et le Lias émergent du Quaternaire du fond du vallon à faible distance sur la rive droite, à la base des pentes de roche en place.

De l'aval à l'amont, soit en allant vers l'E, on peut voir tout d'abord un lambeau de dolomies triasiques enserrant une mince bande de type Lias calcaire, le tout orienté ESE et accoté au Cristallin en place. Un peu plus loin, mais presque en contact, un coin triangulaire allongé de Trias s'insère dans le Cristallin vers le NW prolongé sur 200 ou 300 m dans le Cristallin par une zone laminée ; il s'agit de dolomies avec, à l'W, une couche des grès de base de 1 m. Quelques dizaines de mètres plus loin, un autre coin analogue, mais orienté à peu près parallèlement à l'affleurement inférieur, présente sur son flanc N, en contact avec le Cristallin, des spilites. L'ensemble de ces formations est subvertical.

Il s'agit clairement d'un témoin de couverture situé près du fond d'un synclinal de Trias et de Lias dont d'autres restes contigus sont certainement recouverts par le Quaternaire, selon la direction du vallon.

Plus à l'E encore, c'est-à-dire encore plus haut, un autre groupe d'affleurements de Trias et de Lias débute par une mince lame de Lias calcaire, pincée dans le Cristallin qui soutient le bed-rock du glacier de Surette, vers 2.650 m d'altitude. Le Cristallin du côté S chevauche un peu la formation sédimentaire (pendage de 60 à 70°). Ce Lias calcaire, puis des schistes noirs jurassiques viennent en bordure S de la langue inférieure du glacier. Un peu plus haut,

¹ Observations complémentaires en Appendice. La figure 16 tient compte de ces résultats.

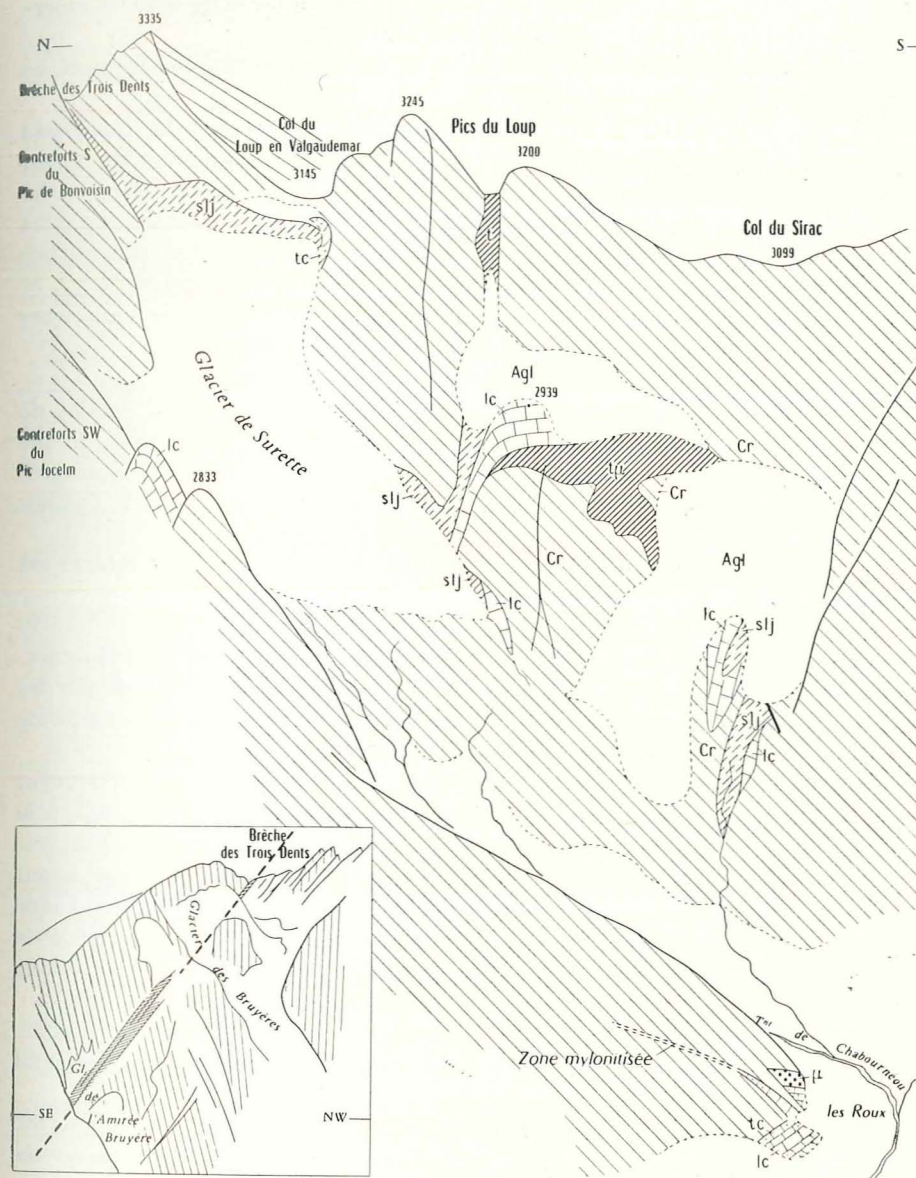


Fig. 16. — Le synclinal de Surette (croquis)
(pour la légende, voir fig. 4).

En cartouche : disposition géométrique des structures au NE de la brèche des Trois Dents (croquis pris des abords de la Collette de Rascrouset).

à la base de la paroi WNW des pics du Loup, c'est un liséré de schistes émergeant du glacier qui est chevauché par le Cristallin.

Le glacier de Surette empêche de juger de l'étendue exacte des formations sédimentaires visibles sur sa bordure.

Celles-ci réapparaissent vers le haut du glacier, aux abords immédiats du col du Loup, sous la forme d'un mince croissant de dolomies du Trias, également chevauchées par le Cristallin des pics du Loup et d'une large poche de schistes qui, couronnant le sommet du glacier, forment les dernières pentes d'accès au col du Loup et se développent au N ; ils sont alors chevauchés par le Cristallin du versant W du pic des Bruyères (point coté 3.334,7) et vont se terminer en coin aigu, c'est-à-dire en se fermant vers le haut, vers 3.250 m dans le couloir SW de la brèche des Trois-Dents.

Le caractère complexe de cette formation synclinal apparaît dans l'existence de deux ramifications observables en altitude. Au N du vallon de Chabournéou, aux abords du point coté 2.833 m, sur l'arête SSW du pic Jocelme, se dresse une aiguille de calcaire massif attribuable au Lias, insérée verticalement dans le Cristallin, avec une orientation méridienne de l'affleurement.

D'autre part, au S du glacier de Surette, un prolongement latéral est d'aspect assez curieux.

S'élevant verticalement depuis le glacier de Surette, le Lias calcaire à l'W et le Jurassique schisteux à l'E vont s'étaler 150 m plus haut sur l'emplacement d'une large terrasse. Les schistes sont rapidement recouverts par les éboulis, mais le calcaire forme un épais chapeau au contrefort escarpé de Cristallin qui soutient la terrasse (point 2.939).

Émergeant de la terrasse d'éboulis, une ultime ramification extrêmement pincée, orientée E et subverticale, franchit la crête des pics du Loup, à la brèche S des pics du Loup (première brèche au N du col de Sirac), soit vers 3.150 m, pour disparaître à l'E quelques dizaines de mètres plus bas, avant d'atteindre le glacier Subeyran du Loup. Au passage de la brèche, une coupe donne, du N au S, 10 m de spilites, quelques mètres d'une alternance de minces lits de grès triasiques et de schistes et 20 m de grès, le tout très laminé ; les schistes peuvent être ici une mylonite de gneiss.

La ramification méridionale de ce synclinal, aussitôt qu'elle a franchi, à la brèche S des pics du Loup, la crête de séparation entre le Valgaudemar et la vallée de l'Onde, ne laisse apparaître aucun prolongement à l'E.

Devant le col du Loup même, le Sédimentaire s'appuie à la crête de Cristallin du col, un peu comme à la paroi latérale d'un berceau et ne la transgresse pas.

L'affleurement schisteux qui termine le synclinal en coin vers le haut quelques mètres à peine au-dessous de la brèche des Trois-Dents, au N du col du Loup, se présente par contre en position axiale. Il amorce, de plus, une courbe du synclinal qui, d'ENE devient presque NE, tandis que le Cristallin le chevauche au SE.

On remarque, dans les divers affleurements, la variabilité de la nature des couches au contact du Cristallin et surtout l'absence fréquente de Trias. Elles sont certainement en partie d'origine tectonique et, près des Roux, il est clair que des failles locales sont en jeu.

Ces premiers prolongements orientaux de la branche N du synclinorium de l'aiguille de Morges, étroitement liés à la morphologie, définissent un synclinal très marqué, orienté toujours vers l'E jusqu'à sa brève courbe terminale. Il est préférable d'appeler cette structure *synclinal du glacier de Surette* plutôt que *synclinal du col du Loup* (comme désignée antérieurement).

Il n'y a donc pas ici un système de structures à directions perpendiculaires, comme voulait le voir P. Gidon (1954 b, p. 130-133) qui semble, il est vrai, ne pas avoir eu réellement connaissance de mes premières descriptions, en particulier celles montrant l'existence des affleurements des Roux et le lien servile de la série d'affleurements au trait morphologique local principal, qui réside dans l'existence de l'important vallon de Chabournéou.

En rapport avec ce trait morphologique, le glacier de Jocelme et la brèche de Bonvoisin, d'où P. Gidon voudrait faire venir un synclinal pincé méridien, ne révèlent pas de dispositions conformes à cette hypothèse, mais bien au contraire :

— en aval du glacier de Jocelme, un très puissant gradin de confluence avec le glacier de Surette ;

— et recouvert par le glacier, un plan incliné s'élevant en pente modérée jusqu'au sommet même du pic Jocelme. Il apparaît alors que ce plan incliné suspendu doit représenter, comme le plateau sommital du Pelvoux, le vestige d'une surface structurale du socle en position élevée au flanc N du glacier de Surette, c'est-à-dire à la retombée S du brachyanticlinal des Écrins.

D'autre part, ni dans la région de l'aiguille de Morges, ni ici, il n'est possible d'adapter les nombreuses structures observables à une quelconque notion de grande faille de décrochement horizontal (P. Bellair, 1948).

Dans son étude, P. Gidon (*ibid.*, p. 131) m'attribue une interprétation incorrecte de la tectonique souple que trahissent les structures du synclinal du glacier de Surette. Il n'y a ici pour moi ni écoulement de la couverture sédimentaire dans un ombilic des terrains cristallins, ni succion : une couverture restée en place sur son socle, au moins en ce qui concerne sa base et par conséquent entraînée avec lui dans une déformation, n'a eu nul besoin de s'écouler pour épouser les creux de la surface déformée. Quant à la plasticité des terrains cristallins ici, l'observation des surfaces courbes qui forment les contacts du Cristallin et du Sédimentaire se double de celle des structures intracristallines de la paroi des pics du Loup au-dessus du glacier de Surette, qui sont au moins très suggestives, entre autre dans l'ordonnance particulièrement bouleversée des replis de leurs filons d'aplite.

Le synclinal du glacier de Surette est enfin affecté d'une forte surélévation d'axe en partant du synclinorium de l'aiguille de Morges, et la base du Sédi-

mentaire de couverture, à 2.650 m aux abords du glacier, ne constitue qu'une limite inférieure.

C'est par la brèche des Trois-Dents que se prolonge vers l'E, plus précisément l'ENE, le synclinal du glacier de Surette. Les traits morphologiques essentiels qui désignent cette extension sont très lisibles sur la carte au 20.000^e, à travers le haut du glacier des Bruyères, l'éperon N du pic des Bruyères, le glacier et la crête de l'Amirée Bruyère, puis la base d'un éperon avec le point coté 2.396 m, jusqu'au Quaternaire du fond du vallon des Bans.

Initialement (J. V., 1950), j'ai écrit : « Le plan incliné d'érosion brèche des Trois-Dents-glacier de l'Amirée Bruyère révèle donc, soit la suite (si l'on trouve ultérieurement à son contact des formations sédimentaires), soit le prolongement sous forme de simple cicatrice du synclinal du col du Loup vers le NE. » Il devait m'être possible de trouver effectivement, dès 1951, des témoins de couverture sédimentaire le long de l'accident morphologique (J. V., 1952 b).

Des schistes noirs associés à une roche d'allure différente occupent une corniche à travers les escarpements de base de la crête de l'Amirée Bruyère, entre 2.450 et 2.500 m d'altitude. Le synclinal fortement pincé et couché à environ 45° (pendage SE), conformément à la direction générale de l'accident structural qu'il jalonne, se divise en une série de poches triangulaires pour disparaître à l'E, sous le Quaternaire. Mais les cônes torrentiels et d'avalanches du torrent de l'Amirée Bruyère et de l'émissaire du glacier des Bruyères contiennent aussi maints échantillons de calcaire schisteux du Lias et des cargneules, qui désignent des jalons sédimentaires synclinaux incontestables, alors qu'aucun échantillon de Sédimentaire n'a pu être recueilli en amont dans le vallon des Bans¹.

Il existe là, en définitive, traversant en diagonale tout le versant N de la crête de Malamort, une trace synclinale jalonnée de lambeaux de couverture, au moins dans sa partie la plus élevée (au-dessus de 2.600 ou 2.700 m limite inférieure). Ce *synclinal de Malamort* définit cette fois un accident assez couché (pendage de 45 à 50°).

Or, j'ai noté initialement que cet accident, vu du NE, de la partie haute des pentes S de la collette de Rascrouset (fig. 16, croquis en cartouche) apparaissait comme devant se prolonger sans équivoque dans cette direction puisque géométriquement défini dans le paysage par une sorte de corniche d'érosion en plan incliné se présentant à très peu de chose près par la tranche.

La vue d'ensemble des abords de l'accident à partir du même point d'observation montre d'ailleurs aussi que, aussi bien à l'W sur l'arête SE du pic de Bonvoisin qu'à l'E sur le versant N de la crête de Malamort, d'autres plans d'érosion manifestement parallèles dessinent une véritable dominante du paysage.

Dans les parties basses du versant, au N du vallon des Bans, il est cependant

¹ Observation complémentaire en Appendice.

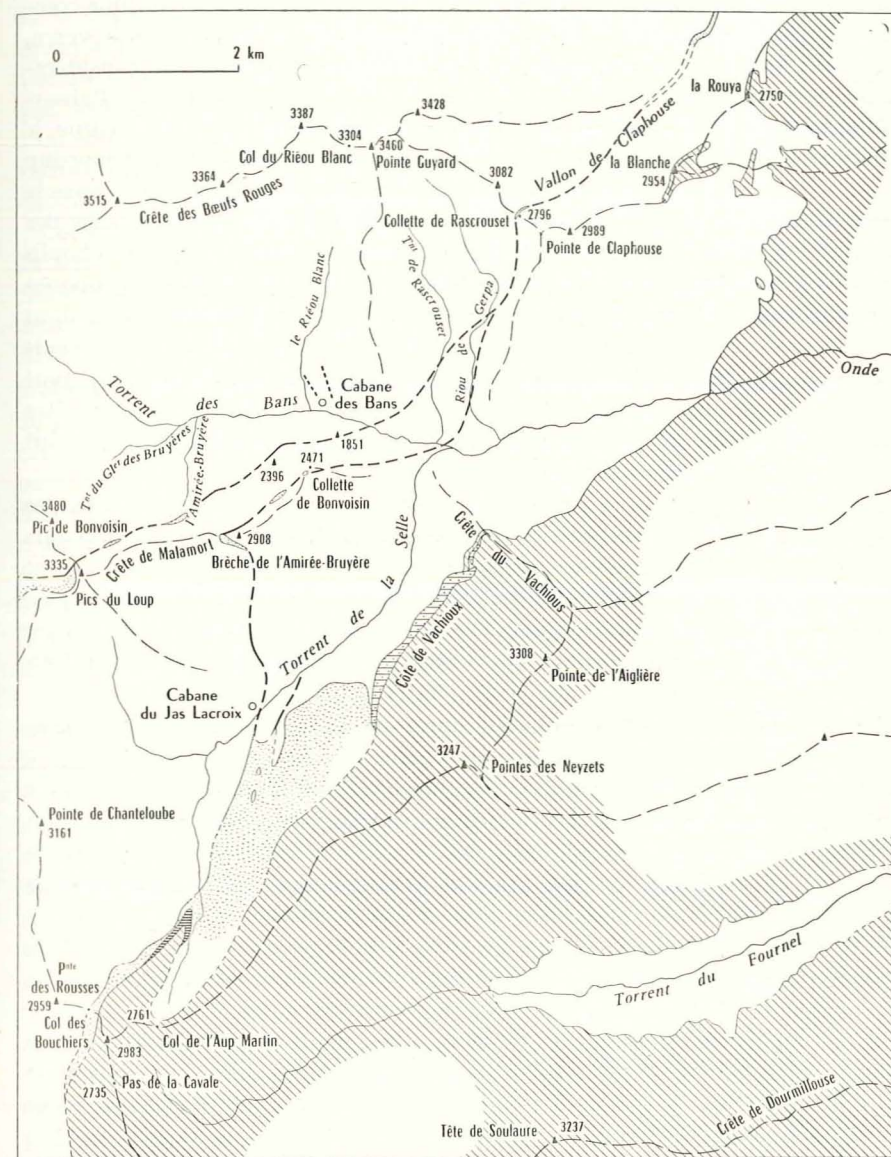


Fig. 17. — Les régions de bordure SE du massif du Pelvoux.

Hachures obliques : Priabonien. — Traits gras continus et tiretés : charnières synclinales. — Figurés spéciaux pour le conglomérat de la Côte de Vachoux et les calcaires gréseux schistoïdes des ravins de la Saume et de l'Ale (pour le reste de la légende, voir fig. 7).

impossible de trouver des structures nettes permettant un raccord plus complet et le ravin du Riou de Gerpa, plus à l'E, doit correspondre, on le verra, à d'autres liaisons structurales. P. Gidon (*ibid.*) voudrait, selon des considérations géométriques sommaires et d'ailleurs en contradiction avec l'observation nette qui vient d'être décrite, que ce raccord n'existe pas et que le synclinal de Malamort aille se perdre en cicatrice intra-cristalline, beaucoup plus au N, vers le col de Riéou Blanc. Mais la cassure oblique située sous le point 2.396 peut se prolonger aussi par une autre cassure qui, à la base des parois N du point 2.471, ne vient disparaître définitivement sous les éboulis que sensiblement plus à l'E (au point 1.851). Quant aux deux cassures obliques très redressées et manifestement avec une orientation très différente, dont les traces se voient à la base de l'arête S de la pointe Guyard des Bœufs Rouges, au-dessus de la Cabane des Bans, elles ont sans nul doute joué un rôle dans la mise en place des masses rocheuses, mais ne pourraient être considérées comme des racines du synclinal de Malamort que si l'on obtenait des preuves que ce dernier a subi ici une brusque torsion.

L'orientation générale du synclinal et son pendage depuis la brèche des Trois-Dents, joints à l'absence de toute trace synclinale en regard en dehors de celle de la Collette de Rascrouset et à l'absence de tout accident interposé dont l'interprétation serait incompatible, conduisent à admettre que le prolongement du synclinal N de l'aiguille de Morges continué par celui du glacier de Surette se trouve bien dans l'*affleurement synclinal de la Collette de Rascrouset* (fig. 17).

La détermination des diverses bordures du granite des Bœufs Rouges, qui affleure sur les deux versants du vallon des Bans vers son arrivée à Entre-les-Aigues, serait cependant susceptible d'apporter dans ce domaine d'utiles renseignements par les déformations que ces bordures ont dû subir.

Quant aux rapports morphologiques, il reste un trait qui mérite encore une mention. Le replat de disposition assez particulière qui s'étend du Riou de Gerpa au ruisseau de Rascrouset entre 2.100 et 2.400 m d'altitude pourrait être la trace dans la morphologie, près de la charnière, du flanc normal du synclinal du Trias et de Jurassique (avec peut-être, sous le Quaternaire, des lambeaux inobservables de cette couverture).

A la Collette de Rascrouset (2.796 m), un affleurement minime de Lias calcaire, large de 6 à 20 m, long de 200, émergeant d'éboulis à une extrémité pour plonger sous un glacier à l'autre, définit un synclinal fortement pincé et couché (pendage allant de 30° SE à 50°-60° ESE). Au S, ce synclinal s'élargit en perdant de la hauteur. Les gneiss de sa bordure SE sont laminés sur une faible épaisseur¹.

Intimement lié lui-même à la morphologie par son passage précis au point

¹ Les deux flancs du synclinal portent aussi une bande fortement écrasée de calcaires gréseux et de micropoudingues à ciment calcaire et pélitique (dont la nature a pu être confirmée sur lames minces) (*Note ajoutée en cours d'impression*).

le plus déprimé d'un col relativement important, l'affleurement synclinal de la Collette de Rascrouset est solidaire, sans discussion possible, au NE, de celui d'Ailefroide, dont le séparent seuls le glacier de Rascrouset, puis les moraines et éboulis du fond du vallon de Claphouse. Il est très probable que, bien que cachée, la continuité du synclinal de Sédimentaire soit réalisée d'un affleurement à l'autre sur l'axe même du vallon, ou tout à côté jusqu'au verrou formant gradin de confluence en position latérale par où le torrent rejoint le vallon de Celse Nière.

Cette unité tectono-morphologique est même soulignée par l'existence, au flanc NE du vallon, d'un petit affleurement (50 m sur 50 m) de Lias calcaire schisteux. Ce Lias, « encastré » dans les gneiss vers 2.550 m d'altitude définit un repli synclinal local latéral d'axe perpendiculaire à la direction de la structure majeure Collette de Rascrouset-Ailefroide. Sa bordure NE se prolonge un peu dans les gneiss, en accident à l'aspect de faille plane, bordée de gneiss laminés du même côté que la poche sédimentaire ; cette bordure est elle-même arquée, concave du côté de la poche, la courbe se décomposant en une série régulière de gradins anguleux de dimensions de l'ordre d'un mètre.

Le synclinal d'Ailefroide (fig. 3 et 18) présente aux affleurements une remarquable disposition de poche puissante, s'élargissant vers le bas, de Trias, Lias et schistes noirs jurassiques profondément insérés dans le granite. Il atteint 700 m de largeur à la bordure N du Quaternaire du fond de la vallée d'Ailefroide, les affleurements de Lias s'abaissant là au-dessous de 1.500 m.

P. Termier (1896), P. Bellair (1948), P. Gidon (1949) l'ont successivement décrit. Je reprends ci-dessous ma propre description précédente (J. V., 1950), légèrement complétée.

A l'extrémité SW, l'affleurement synclinal forme d'abord une étroite bande de calcaires liasiques courant en corniche vers 2.100 m d'altitude. Au début de l'élargissement de la formation à la Freyssette, on voit les calcaires massifs du Lias plonger à 45° sous le granite de la Sauma, qui les chevauche fortement (pendage d'environ 30° SSE), recouvrant eux-mêmes du Lias calcaire schisteux ; ce dernier s'appuie directement au granite du flanc normal au NW. A proximité du contact, au flanc inverse, les bancs calcaires massifs sont pétris de blocs de granite parfois très gros.

Le synclinal s'ouvre ici brusquement vers le NE en s'élargissant du côté du flanc inverse, SE, gardant la dissymétrie de son remplissage sédimentaire, pour devenir au-dessous, au NE, isoclinal et nettement déversé avec un pendage moyen de 50 à 60° SE. A l'élargissement correspond du côté SE un petit « golfe » de Lias dans lequel viennent buter les strates verticales de calcaires. Une bande de granite laminé assez puissante prolonge ce golfe au SW à travers le versant, pas exactement parallèle à la bande de Lias de la corniche dont elle est sensiblement rapprochée lorsque les deux accidents disparaissent sous le Quaternaire de Claphouse. A la base topographique de cet affleurement SW du synclinal, la dissymétrie du remplissage sédi-

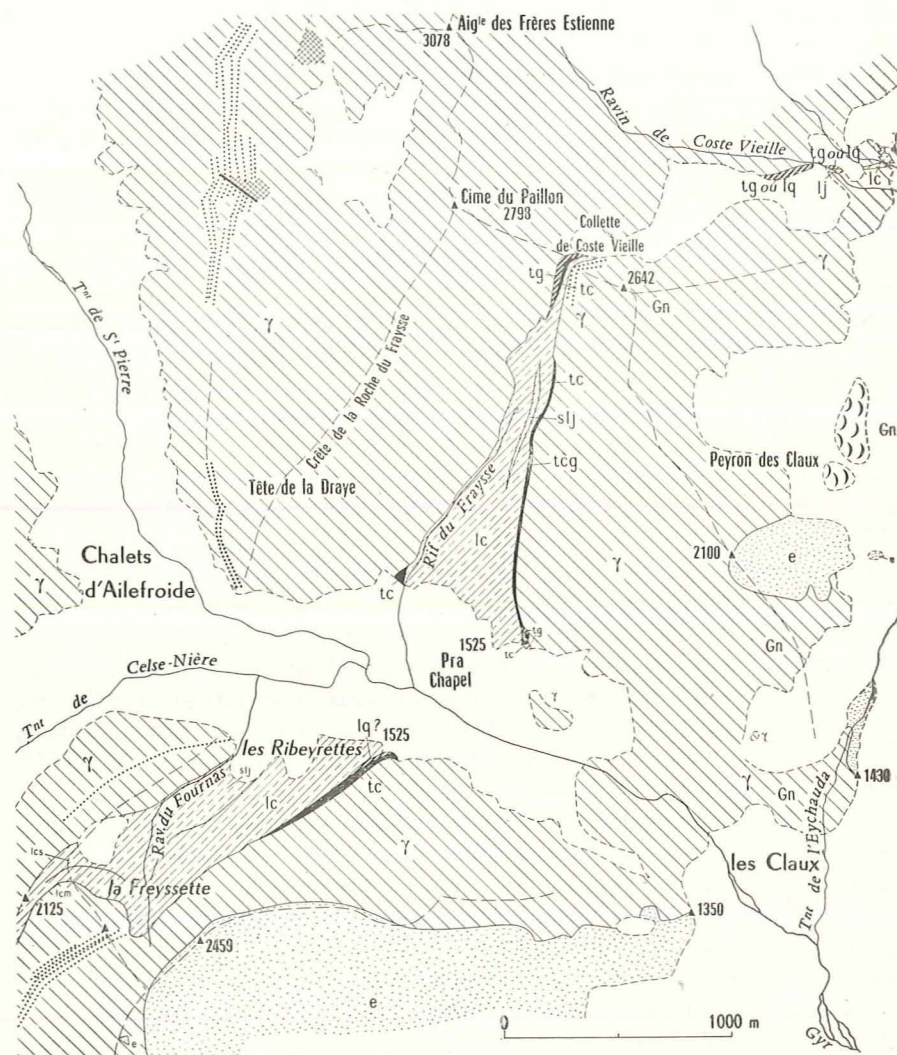


Fig. 18. — Le synclinal d'Ailefroide et structures avoisinantes (pour la légende, voir fig. 4).

mentaire est maxima, car le Trias apparu dans les falaises vient, aux Ribeyrettes, s'intercaler entre le Lias et le granite.

Il existe ici soit un bouleversement de la série triasique qui aurait inversé l'ordre des termes, avec un Trias gréseux et quartziteux inséré tectoniquement entre les calcaires triasiques et les calcaires liasiques, soit l'apparition, à sa place stratigraphique normale, du terme quartziteux du Lias étudié

par P. Gidon plus au N (1954 b). Après avoir adopté, avec P. Gidon lui-même, la première façon de voir, je préfère actuellement l'interprétation par l'ordre stratigraphique normal, qui s'accorde avec l'absence de traces mécaniques de bouleversement au sein de la série calcaréo-siliceuse.

L'affleurement NE du synclinal, toujours déversé mais avec un pendage SE probablement un peu plus fort, présente à sa base, sur la section d'élargissement maximum, une coupe à peu près symétrique, avec du Trias sur les deux flancs. Mais seul le flanc inverse montre les grès de base de la formation, localement élargie, la masse du remplissage du synclinal ne montrant que des calcaires liasiques. Le Trias du flanc normal forme un affleurement triangulaire cantonné sur la rive droite du Rif du Fraysse et vite fermé vers le haut, tandis que celui du flanc inverse, avec calcaires et grès, s'élève jusqu'aux environs de 2.200 m d'altitude, en mince bande, d'ailleurs probablement discontinue. Un reste de symétrie apparaît entre 2.000 et 2.200 m, avec des schistes noirs jurassiques en position à peu près axiale. La disposition en « livre ouvert vers le bas » de cet affleurement NE est typique. Tandis qu'il s'amincit beaucoup vers le haut, la dissymétrie sédimentaire s'y inverse : sur l'arête de la Collette de Coste Vieille, c'est le flanc normal de granite de l'aiguille du Grand-Saint-Pierre qui porte seul du Trias avec des grès inférieurs épais, les calcaires liasiques qui suivent au SE passant directement sous la bordure chevauchante, énergiquement laminée, du granite du Bas la Cime.

Très peu au-delà de la Collette de Coste Vieille, le synclinal s'enfonce à nouveau sous les éboulis et les moraines largement étalés d'un vallon.

La profondeur du synclinal d'Ailefroide est inconnue. Cependant il ne s'agit pas d'un accident tel que l'on doit considérer ses deux flancs comme pouvant appartenir à deux zones du socle fondamentalement distinctes, contrairement à ce que pourrait laisser croire une note de P. Bellair (1953). On observe en particulier que le même granite type Pelvoux s'étend au SE comme au NW. Le décrochement du contact granite-gneiss, résultante du repli synclinal et de la position initiale, d'ailleurs inconnue, du tracé de ce contact atteint un peu moins de 2,5 km dans le vallon de Claphouse.

Quoi qu'il en soit, l'accident représente une deuxième zone de fort ennoyage du pli synclinal aux bordures S et SE du brachyanticlinal des Écrins, de part et d'autre de la surélévation d'axe très marquée près du col du Loup.

7. La bordure E et le dôme des Agneaux. — A partir d'Ailefroide, vers le N, vient s'interposer entre le synclinal au SE et le soulèvement par lequel doit se définir le brachyanticlinal des Écrins, la zone d'écaillés des crêtes de Clouzis et des Arcas, dont les caractères ont été dégagés par P. Gidon (1954 b) (fig. 19).

Déjà, au S de la vallée d'Ailefroide se voit une surface de cassure intra-granitique, dessinée à peu près parallèlement à la bordure sédimentaire voisine du flanc normal du synclinal d'Ailefroide. Cette structure s'efface vers le SW à environ 1 km du bord du cône de déjection du ravin de Fournas

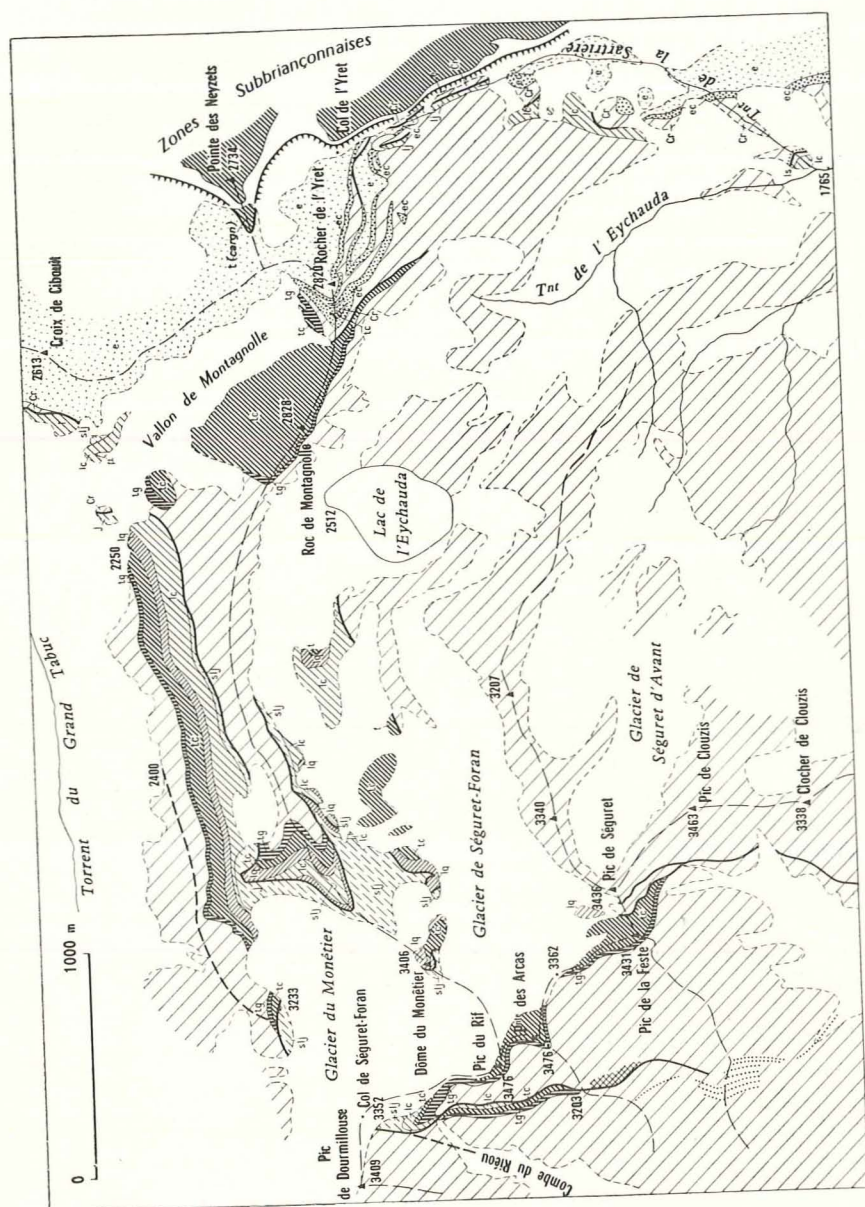


Fig. 19. — Région Rif - Arcas - Yret - Eychauda (pour la légende, voir fig. 4).

sous lequel elle vient s'enfoncer au NE. Mais au N de ce dernier point, sur l'autre versant de la vallée, la corniche du sentier de la Tête de la Draye n'est autre que l'accident morphologique dû à une zone fortement laminée, avec mylonite, dans le granite. Le pendage de 45° E légèrement S de la zone laminée est tout à fait conforme à son raccord avec la cassure apparaissant au S.

Or, nous retrouvons ici l'accident de chevauchement de l'écaille du pic du Rif (P. Gidon, *ibid.*). C'est lui qui vient donc relayer plus au N le synclinal SE pour délimiter le domaine du brachyanticlinal (fig. 3 et 18).

P. Gidon a tenté de raccorder la zone mylonitisée du sentier de la Draye avec une structure du versant E du mont Pelvoux bien connue des alpinistes, la « vire d'Ailefroide » et d'inclure toute la partie sommitale SE de la montagne dans l'écaille du pic du Rif. Cependant, le raccord ne serait possible qu'au prix d'une rotation en direction de l'accident de l'ordre de 90° (pendage pris sur la vire d'Ailefroide, de l'ordre de 45° S) et d'un décrochement horizontal d'environ 1 km de rejet. Quant à l'hypothèse de l'extension de l'écaille orientale au domaine du mont Pelvoux, aux données contraires qui ont été examinées, montrant l'absence d'accidents couchés, s'ajoutent les faits suivants : l'accident de la vire d'Ailefroide apparaît comme une petite cassure qui reste sans influence sur la position du contact vertical subméridien mylonitisé du granite de la base du Pelvoux et des gneiss sus-jacents, contact qui traverse tout le versant E du Pelvoux en y formant la zone de terrasses très marquées située vers 2.000 à 2.200 m d'altitude, et on ne voit pas non plus d'accident au-delà de ce contact tectonique qui pourrait représenter la suite plus ou moins décrochée de la vire ; d'autre part, les calcaires que l'on trouve sur la vire ont exactement le type des « vieux cipolins » de la série gneissique du massif.

L'existence de quelques accidents obliques au versant E du Pelvoux, tous groupés sous le Petit Pelvoux, mérite cependant quelque attention. Au-dessus, c'est-à-dire à l'W du contact granite-gneiss, on ne voit rien de net ; aucune surface de clivage ou zone de cassure n'est visible, en particulier en relation avec la banquette d'érosion occupée par le glacier Pellissier (effectivement oblique dans le versant avec une inclinaison assez douce), et la grande structure oblique située dans la paroi du Petit Pelvoux est liée à une cassure très redressée dont la direction est oblique par rapport au versant. Les seuls clivages d'érosion dont l'obliquité est due nettement à la présence d'accidents tectoniques plus ou moins couchés se situent dans la paroi inférieure, au-dessous, soit à l'E du contact granite-gneiss. Ces accidents doivent être en rapport avec le gauchissement de la bordure, avec laquelle ils font d'ailleurs un angle assez ouvert.

L'accident de la vire du sentier de la Tête de la Draye, qui s'élève dans le versant vers le N, n'est pas marqué partout, mais se développe par endroits en zones laminées ou feuilletées assez larges. Son pendage devient SE en moyenne (variant de 50 à 60° ESE à 40° SE). Au passage du grand contre-

fort SW du pic de la Feste, un grand plan de clivage unique précède une large zone laminée. Parfois, la zone laminée se dédouble. Localement, au N du Riou Sec, un panneau broyé en tous sens flanque une faille transversale dans une zone d'élargissement du laminage. Enfin, au N, par une zone broyée appliquée sur un grand plan de clivage, l'accident atteint la couverture sédimentaire normale, décrite par P. Gidon dans la partie W du pic du Rif, et vient la recouvrir.

Cette couverture normale n'apparaît ici sous l'écaille du pic du Rif qu'en une lentille isolée de Trias, avec ses grès de base, le long de la corniche sub-horizontale caractéristique du haut versant W commun au pic du Rif et à la pointe des Arcas.

La structure tectonique intracristalline décrite ci-dessus appelle une remarque. Elle passe du granite dans les gneiss en franchissant le vallon de Clouzis ; ceci se produit sous les éboulis et les moraines, mais si l'ampleur ici, du chevauchement de l'écaille du pic du Rif, selon une composante N ou NW dont la disposition de la charnière au col de Séguret-Foran implique l'importance relative, était notable, on retrouverait nécessairement le granite de la région située au-dessus de l'accident de l'autre côté du vallon, ce qui ne m'est pas apparu.

Au col de Séguret-Foran et au sommet des escarpements qui supportent le glacier du Monétier 500 m au NE, les schistes jurassiques du toit de l'écaille viennent buter contre les gneiss du pic de Dormillouse. Le socle apparaît redressé au front de l'écaille et ceci est à mettre indubitablement en rapport avec le vigoureux accident morphologique que constitue au SW la combe de Riéou. Du côté NE existe un couloir-vire à peine moins caractéristique, qui traverse en écharpe la paroi, s'abaissant vers l'E, au N des points 3.233 et 3.152 ; ce couloir est disposé de telle sorte qu'il réalise, avec la combe de Riéou et le contact anormal observable du front de l'écaille une disposition très symétrique. Ce pendage décelable de l'accident cassant qui affleure ici, très accusé, est conforme à la notion d'une *faille du col de Séguret-Foran* (fig. 3 et 19).

Il est très probable que l'accident se retrouve dans le granite, au N du Pelvoux, passant par le déversoir E du glacier de la Momie et la brèche de la Momie, flanqué ici au N d'une puissante zone broyée, visible par conséquent sur 6,5 km de distance horizontale. Avec beaucoup plus de doute, il se suit peut-être au-delà du glacier Noir, par le col de Coste Rouge et un couloir de la base du contrefort W de l'Ailefroide (jusqu'à Combe Rouge).

Le rejet de faille n'est pas déterminable en l'état actuel de l'observation, mais il ne doit pas être très grand d'après ce que l'on sait déjà sur la position des contacts du granite et du gneiss du versant N du Pelvoux. La position de l'accident peut être définie par un pendage moyen variant de 60° SE sous le col de Séguret-Foran à 70° S 30° E sous le glacier de la Momie.

P. Gidon avait fait du couloir-vire NE l'accident de base de ce côté,

de l'écaille du pic du Rif, pinçant du Trias. Cependant je n'y ai vu, dans les zones inférieures, que des gneiss plus ou moins ferrugineux.

D'autre part, au point 3.233, les schistes jurassiques viennent recouvrir vers l'E le début de la couverture normale de Trias, avec ses grès de base, de la série tectonique la plus basse du versant N de la crête des Grangettes. Naissant à l'W très près, ou au contact même de l'accident du couloir-vire, ce Trias, recoupé en biseau, se complète et épaissit rapidement vers l'E. La chute de sérac orientale du glacier de Monétier empêche de suivre l'évolution du contact anormal du Jurassique de l'écaille du pic du Rif avec son substratum, mais non pas la continuité du Trias de ce substratum.

De ce côté, l'écaille du pic du Rif reste donc superficielle. Le Trias et le Lias de la série la plus basse de la crête des Grangettes sur son versant N, appartiennent à la couverture normale du socle du brachyanticlinal des Écrins.

Or, au point 3.233, la base du Trias repose sur le Cristallin sous un pendage de 45° S environ. La faille du col de Séguret-Foran ne peut être indépendante de la déformation qui a gauchi en relevant dans le même sens la bordure triasique du point 3.233, et dans l'ensemble de laquelle elle se définit comme une faille directe conforme.

Encore précisé par l'avancée vers l'E du socle formant le pic des Prés-les-Fonts, il se définit, aux abords du col de Séguret-Foran, un lambeau du flanc S du soulèvement d'un lobe oriental avancé du brachyanticlinal des Écrins (pl. 1 A, fig. 20).

Ce lobe correspond au petit massif du pic des Agneaux (3.663 m) séparé des crêtes plus intérieures par celles relativement déprimées du pic du glacier d'Arsine (col de la Pyramide 3.234 m). Toutefois, il faut préciser que la description sommaire donnée de calcaires signalés dans cette région (P. Bellair, 1948, p. 292 ; P. Gidon, *ibid.*, p. 86) semble en faire de vieux cipolins et non des témoins d'une couverture triasique trahissant la dépression synclinale alpine.

Du côté N, le *dôme des Agneaux* ainsi individualisé accuse encore sa présence par un front d'ennoyage périclinal qui va être décrit un peu plus loin.

A l'ENE, la bordure de Trias et Lias du versant N de la crête des Grangettes et la faille du col de Séguret-Foran disparaissent sous le Quaternaire du vallon du Grand Tabuc, celui-ci tournant ici au NE, selon une déviation de parcours épousant le plan tectonique. C'est sous ce Quaternaire et sous celui du vallon venant du glacier des Prés-les-Fonts qu'il faut situer la limite orientale du dôme des Agneaux, donc du brachyanticlinal des Écrins.

Contournant l'arête E du pic des Prés-les-Fonts, on atteint ainsi la *crête des Têtes de Sainte-Marguerite*, aux petites structures complexes étudiées principalement par P. Gidon (*ibid.*). Peut-être un peu arbitrairement, je laisserai les structures orientales dans l'unité tectonique orientale, ne faisant commencer le domaine du brachyanticlinal (fig. 20 et 21) qu'aux brèches centrales (point 2.696) et occidentale (à l'W du point 2.814), d'où l'arête s'élève rapidement vers les pics du Casset.

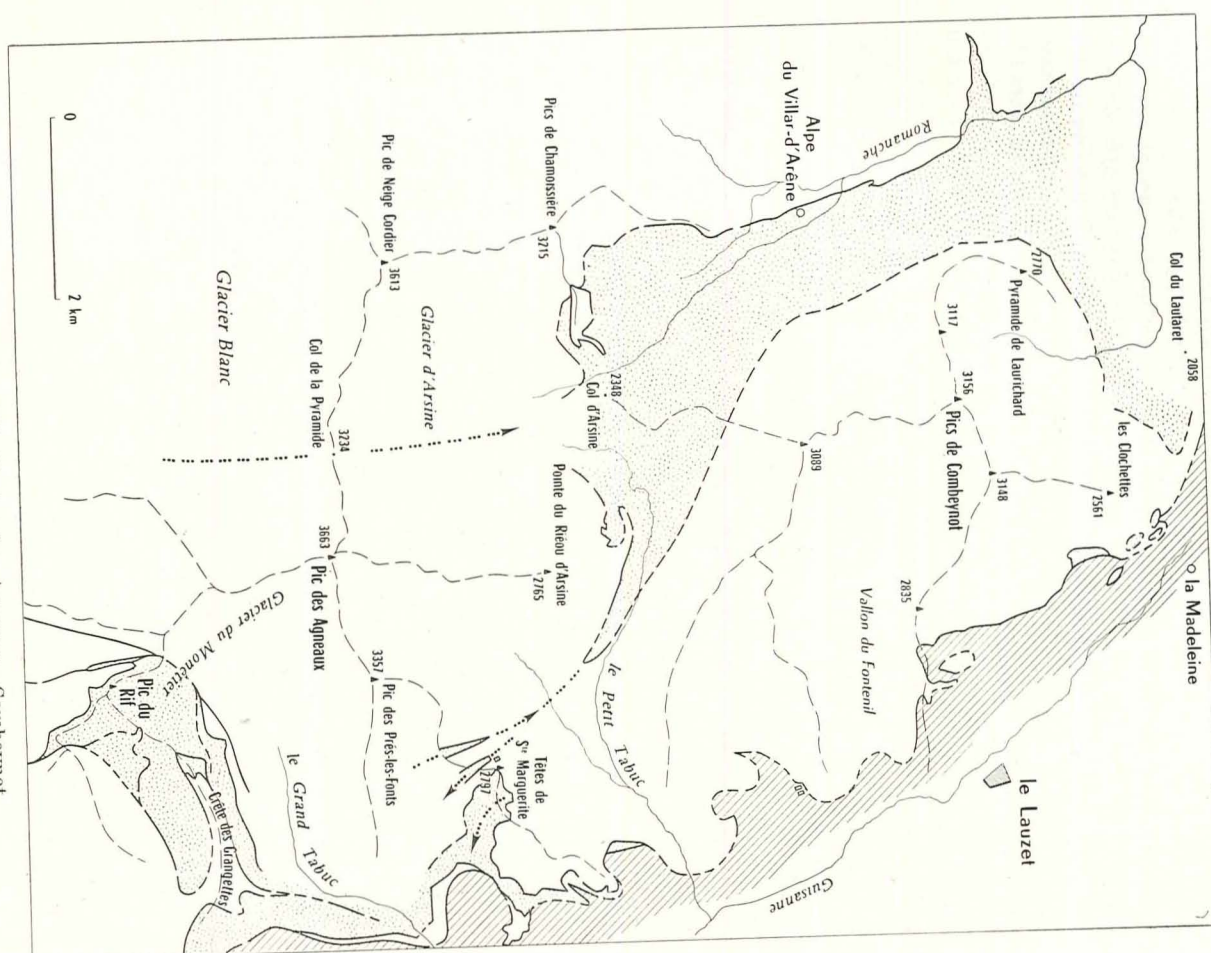


Fig. 20. — Région Rif - Eychauda - Agneaux - Combeynot et synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène.
Hachures : Priabonien. — *Traits gras* : contacts divers, normaux ou anormaux (*en tiretés* : contacts probables cachés) (pour le reste de la légende, voir fig. 7.).

190

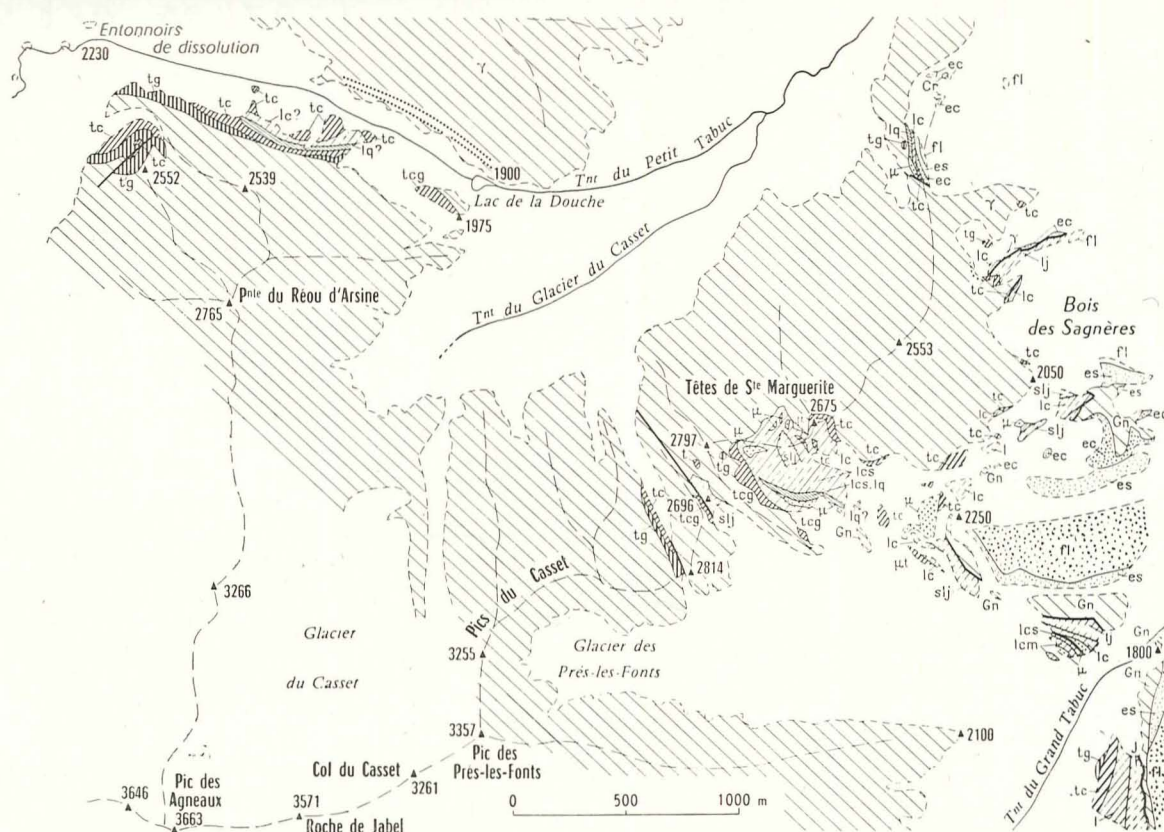


Fig. 21. — Structures observées aux bordures NE du pic des Agneaux et de l'extrémité SE du Combeynot (vallons des Grand et Petit Tabuc et Têtes de Sainte-Marguerite) (pour la légende, voir fig. 4).

191

Les schistes jurassiques de la *brèche* 2.696 émergent du Quaternaire au SE. Ils remplissent seuls au NW une dépression du Cristallin profonde et étroite, à allure de fossé aux contours irréguliers sauf sur son flanc SW. De ce côté, une faille plane verticale N 35° W limite l'affleurement jurassique, marquée au-dessous dans les escarpements de Cristallin par un couloir jusqu'au Quaternaire du vallon du glacier du Casset. Un placage isolé de Trias sur le Cristallin apparaît au flanc NE de la dépression tectonique, dans la paroi du point 2.797, vers 2.600-2.650 m. De l'autre côté de la brèche, la faille met en contact, dans les parties hautes seulement, les schistes jurassiques avec un lambeau de Trias très redressé contre le Cristallin de l'aiguille 2.814 ; ce Trias est, en effet, recoupé en biseau vers le bas par la faille et au-dessous c'est le Cristallin qui vient au contact du Jurassique.

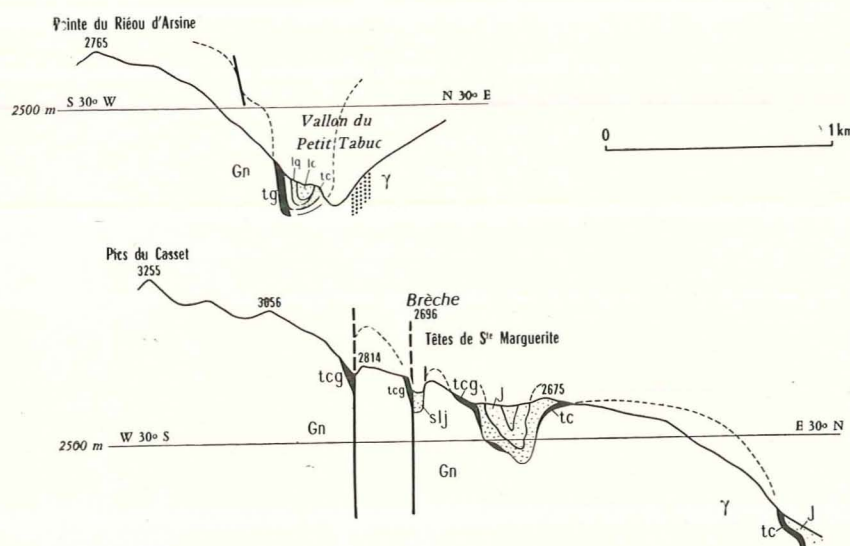


Fig. 22. — Coupes par les Têtes de Sainte-Marguerite et la pointe du Riéou d'Arsine (pour la légende, voir fig. 4).

En première approximation, cet accident est un *synclinal aux aspects très cassants* et dont l'allure doit trahir un ennoyage d'axe vers le SE.

La *brèche* à l'W du point 2.814 domine au S un court couloir d'éboulis et au NNW un grand couloir dont le haut est rocheux et escarpé. Comme P. Gidon l'indique, il y a ici du Trias calcaire. On peut préciser que ces calcaires flanquent exclusivement le versant W du grand couloir NNW, selon un très fort pendage, et qu'ils reposent non directement sur les gneiss des pics du Casset, mais par l'intermédiaire de grès qui atteignent seuls l'arête de la brèche où ils sont assez puissants.

Il s'agit de grès colorés, verdâtres, à graviers rouges, ou violet foncé

comportant des laminages et des écrasements. Ce faciès de grès à la base de la série sédimentaire est, en bordure du brachyanticlinal, le début au S du faciès coloré plus ou moins conglomératique qui se développe au NW et s'étend jusqu'aux abords de la Tête de l'Alpe.

L'affleurement des grès s'appuie à l'arête de la brèche, sans la traverser, restant cantonné sur le versant N. Le placage sédimentaire dans son ensemble définit une surface plongeant fortement au NE ou au NNE. Il s'interrompt certainement dans le couloir contre le rejet d'une faille verticale qui a déterminé la position du couloir.

Au contraire du précédent, ce *synclinal pincé semi-cassant* plonge au N sous le Quaternaire du vallon du glacier du Casset.

Entre les deux synclinaux se trouve une lame de Cristallin à allure de horst, mais également déformée par un vigoureux gauchissement, au moins sur son flanc E.

En vertu de leurs positions relatives, les deux accidents synclinaux doivent être considérés comme se relayant mutuellement à la bordure du brachyanticlinal, en un point de surélévation d'axe de la dépression générale qui définit la bordure.

L'extension du Quaternaire à travers le vallon du glacier du Casset cache les relations entre les structures synclinales occidentales des Têtes de Sainte-Marguerite et l'accident qui, axé sur le vallon du Petit Tabuc, constitue le début, au SE, du synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène, à l'exception toutefois de leur prolongement en direction, qui a lieu selon une courbe assez régulière enveloppant le dôme des Agneaux (fig. 21).

A cette extrémité, le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène montre son fond sédimentaire dans le paquet de Trias surtout gréseux situé en corniche au versant Agneaux à 2.000 m d'altitude environ, au-dessus du lac de la Douche. Ce Trias repose sur des gneiss avec un pendage de 20 à 30° SW.

Entre ce point et le chalet d'Arsine, seul le bas versant Agneaux porte une couverture sédimentaire. Essentiellement triasique, avec du Lias, c'est ici que cette couverture comporte le maximum de développement du faciès gréseux coloré de base pour lequel on peut formuler l'hypothèse qu'il s'agit peut-être de Verrucano.

Dans ses structures visibles, cette bordure apparaît comme un flanc en gradins, avec panneaux gauchis sous un très fort pendage et rompus par des failles verticales à subverticales conformes.

D'autre part, orientée d'abord WNW, elle montre ensuite les signes nets de rotation qui définissent l'ennoyage périclinal N du dôme des Agneaux. Cette rotation est encore accusée par la disposition au fond du vallon à l'aval et surtout à l'amont du chalet d'Arsine, d'une série de nombreux entonnoirs de dissolution (certains occupés par de petits lacs) et de l'affleurement isolé de gypse qui en désigne l'origine, trouant la couverture quaternaire selon un alignement W 30° S environ.

De l'autre côté des moraines du glacier d'Arsine, la suite de la bordure

sédimentaire du brachyanticlinal qui se poursuit vers le NNW, commence à se montrer dans une position plus méridionale que son homologue au N des Agneaux. L'aspect de l'ensemble, mettant en relief la présence du dôme des Agneaux, suggère à l'emplacement du glacier d'Arsine l'ennoyage d'une structure synclinale peut-être assez vigoureuse.

8. La bordure NE et le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène. — Séparant le petit massif du Combeynot du groupe N des plus hauts sommets, le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène est une des structures les plus profondément et largement marquées du massif du Pelvoux, tectoniquement comme morphologiquement (pl. 1 A ; fig. 20).

Le front d'ennoyage N du dôme des Agneaux joue un rôle essentiel dans le modelé de sa partie méridionale. C'est à la jonction du synclinal méridien probable du glacier d'Arsine et de la structure synclinale du vallon du Petit Tabuc, orientée WNW, que naît au col d'Arsine un large synclinal. Ce dernier, dilaté entre le col et la Tête de l'Alpe, va déboucher à la bordure N du massif avec une direction NNW.

Dans l'ensemble de ce modelé, la bordure du Combeynot dessine visiblement une convexité régulière, tandis que celle du brachyanticlinal des Écrins se montre fortement concave de part et d'autre du col d'Arsine et présente un certain nombre d'inégalités.

Si l'on rattache les synclinaux des brèches occidentales des Têtes de Sainte-Marguerite au synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène, on voit qu'à ces points la charnière du pli à la base de la série sédimentaire s'élève à au moins 2.600 m. Cette charnière, se trouvant à 2.000 m dans le vallon du Petit Tabuc, près du lac de la Douche, doit s'abaisser ensuite beaucoup à partir du col d'Arsine, avec l'élargissement du synclinal. Dès la sortie du massif, elle doit se trouver considérablement au-dessous du niveau du fond de la vallée de la Romanche, dont le lit se tient ici à 1.700 m d'altitude.

Le synclinal du vallon du Petit Tabuc (fig. 21 et 22), encore très resserré entre les Agneaux et le Combeynot, révèle une certaine symétrie dans la disposition des affleurements de Trias et Lias, et doit être assez énergiquement pincé. La couverture sédimentaire n'affleurant que sur la rive droite, le granite du Combeynot forme seul l'autre versant du vallon, séparé du Sédimentaire par une mince bande d'éboulis, moraines et dépôts torrentiels. Ce granite est fortement orienté, laminé subverticalement, avec un feuilletage très apparent dans le paysage, courant parallèlement au vallon et au synclinal de Trias et Lias.

Dans sa partie large et profonde, dès les abords du chalet d'Arsine, la structure synclinale du socle n'est plus visible que dans l'existence et l'allure de ses bordures.

La série sédimentaire qui remplit l'intervalle montre des replis importants, mais ils sont inaptes à nous renseigner sur les structures du socle sous-jacent, les puissants empilements de marno-calcaires jurassiques entraînant

des cargneules du Trias devant représenter des déformations propres radicalement disharmoniques avec celles du socle. Laissant de côté la description de la stratigraphie et des replis de cette série, je me contenterai de rappeler la présence de la poche de gypse du chalet d'Arsine. Deux observations seulement concerneront l'aspect des replis.

Au N du chalet d'Arsine, la bordure cristalline du Combeynot (fig. 24) est séparée des affleurements de Sédimentaire par une large banquette continue de moraines et d'éboulis, jusqu'à l'éperon W de la Pyramide de Laurichard, point précis où, tournant au NE, cette bordure quitte le domaine du synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène. Ici (point 2.561), des gneiss chevauchent légèrement (pendage de 60° ESE) une série triasique de même pendage, avec des grès de base bien développés.

La banquette couverte d'éboulis et de moraines fait figure d'accident morphologique particulier dont l'origine glyptogénétique apparaît à l'W et au NW du Roc Noir de Combeynot. A distance des parois granito-gneissiques dont les sépare le Quaternaire de la banquette, du Trias forme le sommet du versant abrupt des affleurements sédimentaires ; or ce Trias, couronné en haut par ses grès de base, est renversé subhorizontalement sur la série jurassique. Ainsi la banquette et ce renversement ne sont l'effet que d'un ample balancement superficiel, ou si l'on veut d'une « collapse structure » et cette évolution du versant a pu entraîner le Trias calcaire et surtout le Trias gréseux grâce à leur décollement à partir d'une surface favorable (contact de Cristallin broyé ?).

Quant à la position tectonique de la bordure cristalline du Combeynot, on voit qu'elle reste verticale au SE et seulement légèrement chevauchante au N, localement. On peut presque affirmer que, si elle chevauchait réellement, au renversement de la couverture sédimentaire s'ajouteraient des paquets glissés et basculés de Cristallin, et ceci d'une façon d'autant plus spectaculaire que le chevauchement serait plus fort.

Le flanc SW du synclinal montre en bas versant du Cristallin de Chamois-sière et des contreforts de la Meije, entre des niveaux d'altitude allant de 2.700 m à 1.700 m, une grande unité et une simplicité d'ensemble (pl. 1 A ; fig. 20). Les pendages moyens du Trias sont ici partout très accusés, assez souvent de l'ordre de 60° à subverticaux. Dans son allure générale, le plongement marqué de la bordure sédimentaire définit une surface structurale voisine de l'actuelle surface d'érosion, toujours rapide, parfois très abrupte ; ceci est conforme à ce qui a déjà été indiqué sur les abords de l'éperon anticlinal de Villar-d'Arène auquel le flanc du synclinal de l'Alpe se termine, en définitive, par un grand versant légèrement convexe au NW du Bec de l'Homme.

Trois accidents troublent localement cette uniformité, cependant caractéristiques. P. Gidon (*ibid.*) a pensé devoir faire du premier de ces accidents, au S, une petite écaille chevauchant une série sédimentaire recoupée en biseau, l'« écaille du Dragon », et des deux autres, les « synclinaux du Ravin

de l'Homme » et « de Selle Vieille », le substratum sédimentaire d'écaïlles chevauchantes superposées qui formeraient l'ensemble de l'éperon du Bec de l'Homme.

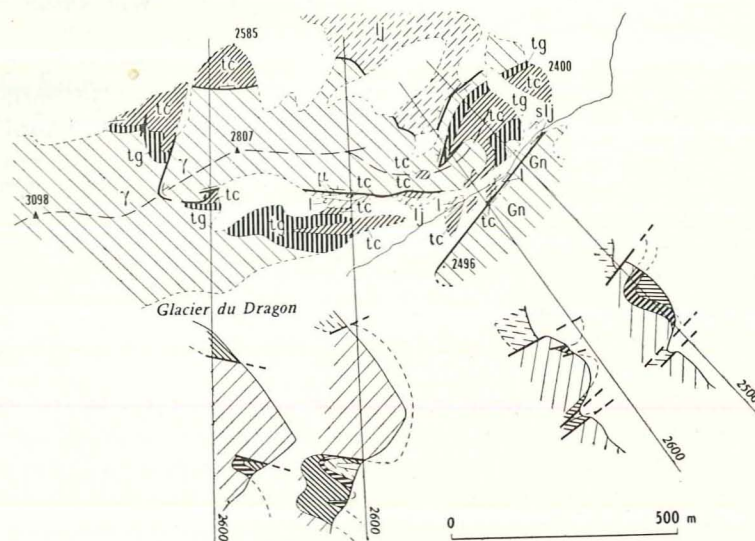


Fig. 23. — Les accidents de l'éperon E du pic 3.215 de Chamoissière (esquisse cartographique et coupes) (pour la légende, voir fig. 4).

L'ensemble de petits accidents compliqués situés au N du glacier du Dragon intéresse l'extrémité méridionale des affleurements sédimentaires de cette bordure. Ce panneau tout particulièrement déformé se trouve sur un éperon s'avancant dans la partie la plus large du synclinal de l'Alpe, en direction du col d'Arsine, l'éperon E du pic 3.215 de Chamoissière (fig. 20 et 23).

Il s'agit, dans l'ensemble, d'un anticlinal secondaire, situé entre la dilatation synclinale visible aux affleurements au NE des pics de Chamoissière et le synclinal probable du glacier d'Arsine. La structure anticlinale est visible, en dépit de multiples replis, dans la distribution des pendages presque partout très forts des divers lambeaux de Trias qu'elle a conservés. Ce Trias comporte partout une base gréseuse bien développée. L'anticlinal très transversal par rapport à la direction de la bordure (dirigé à peu près ENE) est affecté d'un ennoyage axial conforme au pendage de la bordure.

Son flanc SE plonge vers un synclinal, ou un fossé complexe. Sur l'autre bord de cet accident déprimé, le Cristallin se relève par une faille verticale NE qui est peut-être un accident assez notable car elle est prolongée dans la morphologie par la paroi au SE du glacier du Rif de la Planche et se poursuit peut-être à travers les versants du pic d'Arsine par la brèche de la Plate

des Agneaux¹. Le fond de la dépression tectonique occupe le ravin étroit par où s'écoule l'émissaire du glacier du Dragon. Il montre, à travers le Quaternaire, des paquets désordonnés de Trias calcaire et cargneules, de Lias calcaire et, vers le bas seulement, c'est-à-dire à la sortie vers le synclinal de l'Alpe, des schistes jurassiques.

Sur l'anticlinal, le Cristallin chevauche sa couverture sédimentaire en maints secteurs, partout assez peu. Ces accidents chevauchants sont soit des failles nettes tranchant la couverture, soit des laminages de flancs de plis ayant conservé des lambeaux plus ou moins réduits en épaisseur des divers termes de la série sédimentaire et dans l'ensemble montrent les directions les plus diverses jusqu'à s'opposer presque dans des zones très voisines.

Au cours d'une visite de l'ensemble des affleurements effectuée en traversant la brèche du point 2.807, la structure décrite par P. Gidon m'a paru beaucoup moins simple qu'il ne l'indique; d'autre part, je n'ai vu de schistes jurassiques, à la bordure S de l'écaïlle supposée, que vers 2.600 m, en partie séparés du Cristallin, selon un contact ici seulement subvertical, par des bancs de Trias calcaire concordants avec le Cristallin. Tout le long de ce contact S du Cristallin, le plus important à définir, on observe des lentilles de Trias calcaire, et même localement un coussinet de 1 m de Trias gréseux. Enfin, l'écaïlle forme un bloc unique et non deux et, de part et d'autre du chevauchement intracristallin du point 2.807, le socle est formé du même granite à grain fin.

En conclusion, pour moi, un *repli anticlinal brisé du Dragon* porte un embryon d'écaïlle tectonique non décollée de son socle, ne chevauchant qu'un repli synclinal seulement déversé, avec laminage incomplet du flanc inverse. J'appellerai, pour cette raison, cet accident chevauchant *l'écaïlle naissante du Dragon*. L'ensemble des accidents associant à l'écaïlle un assemblage compliqué de plis souples locaux et de panneaux redressés ou enfoncés limités par des failles tantôt inverses, tantôt normales, trahit une grande complexité des conditions de mise en place.

Au N de l'anticlinal du Dragon et jusqu'à la Tête de l'Alpe, la bordure de Trias montre les pendages les plus modérés, dans l'ensemble, de toute la bordure NE du brachyanticlinal, avec des inclinaisons pouvant s'abaisser à 35° (pendage à ENE). Mais, au pied des escarpements des régions élevées de Chamoissière, la bordure triasique se redresse et peut même s'élever à la verticale.

Jusqu'au Pas de l'Ane à Falque, la bordure triasique court ensuite presque rectiligne et selon une courbe de niveau, à quelques dizaines de mètres en moyenne au-dessus de la Romanche. Localement à 30°, ses pendages se

¹ Cette faille est la seule existant, selon moi, parmi celles dont fait état R. Barbier dans une étude récente (« La tectonique de la zone ultradauphinoise au NE du Pelvoux ». Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. XXXIX) (Note ajoutée en cours d'impression).

gement de l'ordre de 200 m, et à 300 m de distance, émerge, de l'autre côté du Glaciaire, un petit affleurement de Trias pincé dans le Cristallin entaillant la rive droite du ravin de Selle Vieille, vers 1.950 m. C'est le premier d'une suite de trois affleurements de Sédimentaire. Le deuxième, traversé par le torrent dans la région du point 2.069, est celui qui avait frappé P. Termier (*op. cit.*) et que celui-ci décrit comme un « entonnoir calcaire ». Cette sorte de poche de Sédimentaire dans le Cristallin s'allonge dans l'axe de l'affleurement de la rive droite ; elle montre une coupe dissymétrique : au N du torrent, du Lias calcaire est concordant, sous un très fort pendage S, avec son contact avec le Cristallin ; au S, sauf vers l'extrémité E, du Trias s'adosse subverticalement à l'autre versant de Cristallin ; vers l'extrémité E, la dissymétrie disparaît avec le Trias. Compte non tenu des parties cachées à l'amont, où vers l'W elle disparaît sous une corniche de Glaciaire, cette formation aux contours plutôt arrondis dessine un ovale allongé très irrégulier. Un dernier lambeau de Trias se voit cependant au-dessus, à l'WSW émergeant de la corniche de Glaciaire, sur la rive gauche du torrent ; il repose sur le Cristallin vers 2.150 m, longé par un filon de quartz. C'est un autre filon de quartz parallèle qui s'observe plus au N, des deux côtés du Glaciaire, dans le Cristallin au-dessus et au contact Trias-Lias au-dessous.

Il est important de remarquer que dans toute la région extrême NW de la bordure à partir de l'éperon anticlinal de la base topographique de la crête de la Palun où disparaît la puissante formation conglomératique du ravin de l'Homme, le Trias est nettement réduit partout où on peut l'observer et sa disposition tectonique par laminage ou par faille locale est aisée.

Quoi qu'il en soit, on doit se trouver, au N de la Palun et dans le ravin de Selle Vieille, en face de deux petits synclinaux, peu profonds, qui doivent être relativement indépendants.

Au N, morphologiquement liée à une sorte de large combe triangulaire, une autre structure synclinale est définie par une série de lambeaux de Trias et de Lias.

Les observations ci-dessus ne permettent de parler de chevauchements d'écaillés, ultérieurement redressés ou non, ni dans le ravin de l'Homme, ni même à Selle Vieille. On peut ajouter que de tels chevauchements, sensés traverser toute la masse du Bec de l'Homme, correspondraient nécessairement à un décrochement de la bordure sédimentaire au N de la Meije et du Bec de l'Homme ; or, rien de tel n'apparaît, comme on l'a vu au paragraphe 4 de la description du brachyanticlinal.

Une remarque analogue peut être faite concernant le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène, dont les structures sédimentaires et les bordures cristallines ont souvent été représentées comme exagérément couchées. Or, on a vu que le massif du Combeynot ne chevauche peut-être pas ou chevauche à peine le synclinal et que le flanc du brachyanticlinal de l'autre côté de ce synclinal est raide, voire abrupt. Le synclinal de l'Alpe est donc ou légèrement déjeté, ou tout au plus un peu déversé (fig. 26).

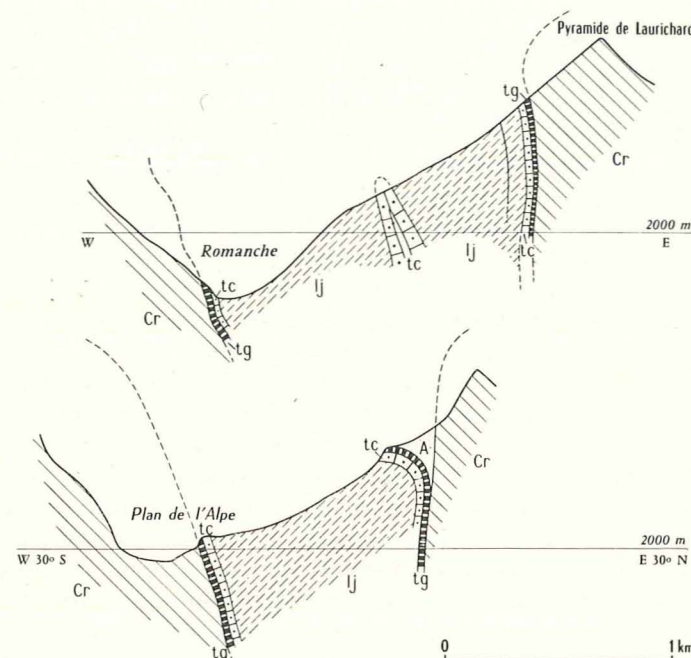


Fig. 26. — Coupes à travers le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène (pour la légende, voir fig. 4).

On observe d'ailleurs que malgré l'escarpement de la grande surface d'érosion des schistes jurassiques, éminemment favorable au déversement des couches par effet d'évolution au versant, le lambeau de Trias disloqué qui traverse le Rif du Colombier (et semble former une charnière anticlinale avec deux flancs de Lias calcaire) reste affecté d'un fort pendage E, favorable à la notion d'un système de plis très redressés et non couchés.

9. Précisions apportées à la description de l'ensemble par l'étude détaillée.

— L'existence d'un brachyanticlinal des Écrins a été niée, encore assez récemment, par P. Bellair (1954 b, p. 259), mais, à mon sens, l'aspect des diverses structures mises en cause dans la définition d'une telle unité tectonique démontre cette existence et soutient dans cette perspective un examen détaillé : la vieille notion dégagée par P. Termier reste exacte dans l'essentiel.

P. Gidon (*op. cit.*), gêné par l'idée d'un synclinal recourbé à travers le massif du Pelvoux, a cherché à trouver, au glacier de Surette et à travers le vallon des Bans, des directions de plis permettant de remplacer cet accident par des structures autrement disposées et ne se raccordant pas. Je pense avoir, au contraire, suffisamment prouvé que, dans ces secteurs, la notion de continuité, selon la direction indiquée, est la plus conforme à l'ensemble des faits.

Il existe donc, bien défini par de multiples affleurements synclinaux et structures tectoniques connexes, très souvent en rapport étroit avec la morphologie et qui se joignent, se prolongent ou se relaient latéralement à faible distance, un ourlet synclinal enfermant un gros renflement anticlinal large et court. Ce synclinal de ceinture est un pli plus ou moins complexe et profond. On verra à quoi correspondent ces zones d'ennoyage et de surélévation d'axe, et comment ce synclinal se dispose dans l'agencement général des structures du Pelvoux. On constate qu'au N, en sortant du massif, l'ennoyage des diverses structures du socle est tel qu'on ne peut plus voir de bordures extérieures aux synclinaux représentant de part et d'autre du brachy-anticlinal, à l'W et à l'E, le sillon de ceinture, mais cela n'enlève rien à l'unité et à l'individualité du soulèvement circonscrit (pl. 1 A).

On peut dégager, à l'intérieur du brachyanticlinal, l'individualisation relative d'un dôme des Agneaux moins surélevé, situé en position avancée de bordure et formant une excroissance latérale à l'ENE.

La surface structurale du soulèvement cristallin ne doit pas se tenir très au-dessus des points hauts de l'actuelle surface d'érosion. L'érosion a surtout eu pour résultat jusqu'à présent de creuser les profondes gorges où s'écoulent les glaciers et les torrents et leurs cirques de réception et n'a fortement mordu sur les arêtes qu'à la jonction de ces derniers.

Aux déformations, par faibles gauchissements et par jeu de panneaux faillés, des régions hautes intérieures s'oppose une tectonique de gauchissements très accentués et de replis souples énergiquement accusés, associés à des cassures locales au flanc des synclinaux de bordure et à moindre altitude.

Le redressement angulaire de la surface gauchie exprimant à la périphérie le soulèvement du brachyanticlinal est fort à très fort en moyenne, partout où il est observable. Des chevauchements de son flanc sur lui-même ne se voient que très localement au NE, affectant de petits replis mineurs en position tectonique spéciale. Le brachyanticlinal dans son ensemble doit chevaucher légèrement à sa bordure les synclinaux contigus au NW, à l'W et au SW en partie (pl. 1, B2) ; les chevauchements sont dirigés à peu près radialement, en divergeant à partir de l'intérieur du brachyanticlinal, et non parallèlement. Le brachyanticlinal est chevauché lui-même par les unités anticlinales voisines au S, au SE et à l'E, secteurs où le basculement de sa bordure au flanc normal des synclinaux déversés apparaît le moins fort en général.

Avec ses flancs abrupts et son sommet relativement plat, l'anticlinal a un aspect de pli coffré aux formes très lourdes, vraisemblablement peu régulières d'ailleurs et affectées de « boursofflures ». En plus de la divergence du chevauchement qui traduit une tendance à former un pli en éventail, le pli coffré montre une coupe E-W légèrement déversée. Sur une direction axiale méridienne, avec le décalage de l'ensemble de ses plus hautes régions sommitales vers le N, où elles se terminent par un « cap » abrupt et profond, il reste seulement dissymétrique.

B. — La région occidentale du haut massif et le synclinal de Vénosc, de la Romanche à Navette.

1. *Esquisse géographique. Généralités* (pl. 1 A). — La zone anticlinale qui flanque à l'W le brachyanticlinal des Écrins forme le cap le plus avancé au N du massif du Pelvoux. La surface structurale du socle ne doit pas dépasser l'altitude de 3.450 m au N du Vénéon (au S de la crête du Puy Salié) ; sa surface d'érosion y culmine au S du Vénéon à la Roche de la Muzelle (3.465 m) et au pic d'Olan (3.563 m).

S'enfonçant au N sous le Sédimentaire de la couverture selon une ligne sinueuse dessinant dans ses grands traits une pointe obtuse, la masse du socle, quasi exclusivement cristalline, occupe une région en forme de croissant. Elle épouse ainsi la convexité du brachyanticlinal dont on a déjà vu qu'elle reste étroitement solidaire.

Le synclinal de Vénosc, qui forme la bordure de tout l'arc extérieur du croissant, s'y présente comme fortement gravé dans la morphologie et l'orographie, bien qu'il recoupe perpendiculairement trois des quatre grandes vallées du versant occidental du massif (Romanche, Vénéon et Bonne). Il forme la large dépression suspendue des Alpes de Mont-de-Lans et de Vénosc, le vallon de la Muzelle, le col homonyme, et par une série de vallons ou grands ravins très marqués unit ce col aux cols des Marmes-côte Belle, au col de la Vaurze et à la vallée de la Séveraisse. Ces divers cols sont de profondes échancrures caractéristiques s'opposant par ce caractère aux hautes brèches assez faiblement entaillées qui accidentent les crêtes aux alentours, à l'W comme à l'E.

A part quelques observations encore inédites, je reprendrai surtout pour cette région, les abrégant ou les développant au besoin, des descriptions antérieures (J. Vernet, 1951 b, 1952 b, 1953 b, 1954 a ; J. Ricour, A. Vaysse et J. Vernet, 1954 ; R. Barbier et J. Vernet, 1956), modifiant dans certains cas les interprétations déjà données.

2. *Données sur la tectonique des parties élevées au N du Vénéon.* — Dans la partie intérieure de cette zone, sur le sommet de l'anticlinal, il n'existe d'affleurements de couverture qu'au N de la vallée du Vénéon, sous forme de petits lambeaux de Trias et de Jurassique, des affleurements sans aucun doute beaucoup plus vastes devant être recouverts par le glacier du mont de Lans.

De la Tête de la Toura à la crête du Puy Salié s'observent ainsi çà et là des lambeaux d'une surface structurale seulement bosselée (la Toura, Roche Mantel) et une série de petites structures synclinales de direction subméridienne, dont on ne voit guère de prolongement, sinon à titre probable seulement en direction du synclinal du versant SW de la Tête du Graou. Quelques « coins synclinaux » d'infime amplitude écorchent le haut versant SW du Jandri ; leur bord oriental est parfois chevauché par le Cristallin, mais il y a lieu de penser qu'il s'agit d'un effet de balancement superficiel. A la brèche de la

Jassire, un synclinal de Lias non déversé (seulement déjeté vers l'W) entaille le socle sur quelques dizaines de mètres. Il doit exister un autre synclinal non encore reconnu au col du Puy Salié, alimentant en éboulis de Lias le cône de déjection du ravin de la Jougna.

A noter que le socle antétriasique comporte, sur la crête entre le Jandri et la brèche de la Jassire, des lambeaux de Houiller, qui m'ont paru ne former que de minces placages.

A la Tête du Lac Noir et au SW du Jandri, les affleurements de Trias trahissent un *abaissement accusé de la surface structurale du socle en direction du S*. De ce côté, le synclinal du Graou se situe d'ailleurs 1.000 à 1.200 m plus bas, mais c'est plutôt de la brèche de la Jassire ou du col de Puy Salié qu'il semble pouvoir être envisagé un prolongement de structure avec cet accident relativement profond (fig. 7).

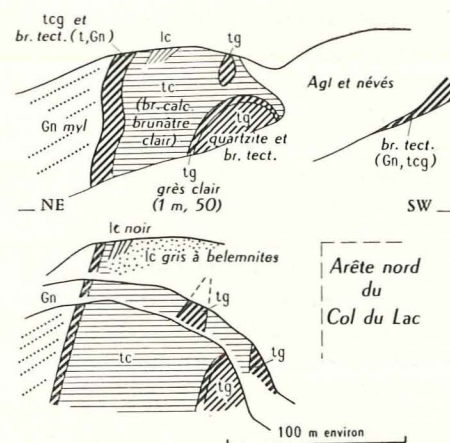


Fig. 27. — Accidents synclinaux des abords du col du Lac (croquis) (pour la légende, voir fig. 4).

vement par le Cristallin de sa bordure NE (pendage ENE).

Ces divers accidents forment avec le synclinal du col des Ruillans un ensemble de déformations locales à la fois énergiques et désordonnées. Malgré leur proximité, il ne semble pas possible d'en faire un faisceau unique d'accidents, ce qui justifie de rattacher les accidents au N du col des Ruillans à une tectonique indépendante de celle du synclinal du col. Cette tectonique paraît d'ailleurs également indépendante de celle des diverses autres structures environnantes, ce qui rend son interprétation difficile.

3. Le front d'ennoyage N avancé du massif du Pelvoux. — Le plateau de Paris représente avec quelques affleurements voisins et en position encore élevée, la partie directement observable du front d'ennoyage axial du système anticlinal qui forme l'avancée la plus septentrionale de tout le massif du Pelvoux.

Dans les grandes lignes, cet ensemble périclinal se présente comme une structure simple et calme, qui a justifié la comparaison avec un « dos de Cétacé sortant de l'eau » (P. Bellair, 1948). Mais les plis qui accidentent ses affleurements sont encore assez vigoureux même dans la zone axiale, qui est la moins déformée et il n'est nullement prouvé que, plus au N, des déformations violentes de grande amplitude ne sont pas enfouies sous la couverture. D'autre part, il s'est développé ici des champs de failles qui sont de loin les plus importants de tout le massif.

Le Trias se trouve ici partout à la base observable de la série sédimentaire, reposant toujours sur le Cristallin par une formation gréseuse bien individualisée, à l'exception d'une région NW où il n'a pas dû se déposer ou a dû être érodé avant le dépôt du Lias (R. Barbier, 1956 a).

Pointe avancée extrême, le plateau de Paris (fig. 28) forme une lourde demi-coupole anticlinale, au large faite subhorizontal ondulé en replis semi-souples ou disjoint en une marquerterrie de petits panneaux, tous un peu basculés vers l'E, limités par des failles. Celles-ci jouent le rôle le plus net en définissant une retombée périclinale cassante en escaliers (un des accidents n'est marqué que dans la morphologie, mais de façon caractéristique, des entonnoirs de dissolution s'alignant à travers le Quaternaire près du pied du versant de Cristallin formant par endroits falaise).

Cet héli-dôme du plateau de Paris est peut-être rompu en bloc sur son flanc W par une faille directe conforme, de rejet relativement grand, rive gauche du Rif Tort, accident dont on observe un miroir avec stries révélant une composante de déplacement horizontal au moins égale au rejet vertical et indiquant un déplacement vers le S de la région la plus élevée par rapport à celle à l'W. A l'W du Rif Tort, le flanc de l'héli-dôme dessine une bordure régulière, à peu près sans cassures, jusqu'à un synclinal énergiquement pincé (abords du point 2.256).

Un large synclinal s'ennoyant au N 30° E sépare dans l'héli-dôme un anticlinal principal, déjeté vers l'W (Signal 2.465) d'un lobe oriental contre lequel sa bordure SE, affectée d'un repli secondaire, se redresse brusquement ; ce redressement souple, qui va jusqu'à la verticale, se transforme cependant en faille dans ses zones N et S (lac Lérié).

L'ensemble des structures, souples ou cassantes, est donc déjeté vers l'W.

A l'E (fig. 29), le front d'ennoyage présente des déformations vigoureuses, localement intenses et très cassantes.

Il se dessine sur la rive gauche de la Romanche, au N du Peyrou d'Amont, une structure synclinale tout à fait indépendante du synclinal de La Grave dans la zone définie par les affleurements de Cristallin et marquée par du Trias

jusqu'à plus de 2.400 m d'altitude (éperon N de gneiss glissé du Peyrou d'Amont, lac de Puy Vachier). Cette structure doit représenter le flanc S d'un synclinal dont l'autre rive de la Romanche, entre les Fréaux et le Chazelet, montre le flanc NW.

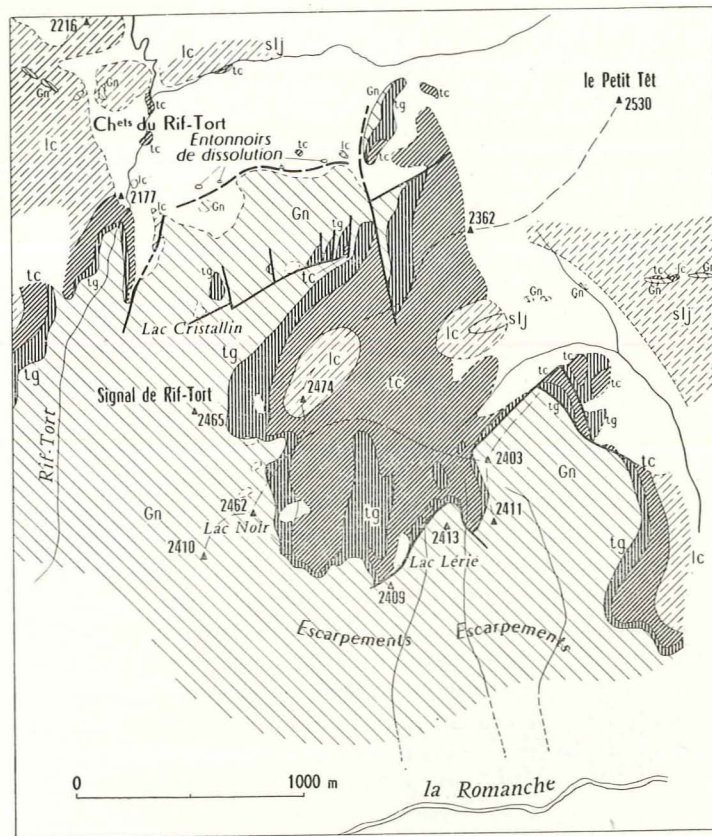


Fig. 28. — Région sommitale du plateau de Paris (pour la légende, voir fig. 4).

Si, au S, on ne voit que peu de failles participer à la déformation, au N au contraire, elle a été essentiellement cassante. Le Cristallin s'élève du SE au NW en trois grandes marches délimitées par des failles. Les panneaux sont relativement peu gauchis. Cette tectonique comprend aussi des petits panneaux plus ou moins relevés dans le sens transversal.

Ce synclinal de la Romanche, qui bute au niveau des affleurements contre le Peyrou d'Aval, semble constituer comme une baie largement ouverte en position relativement élevée dans le flanc du massif.

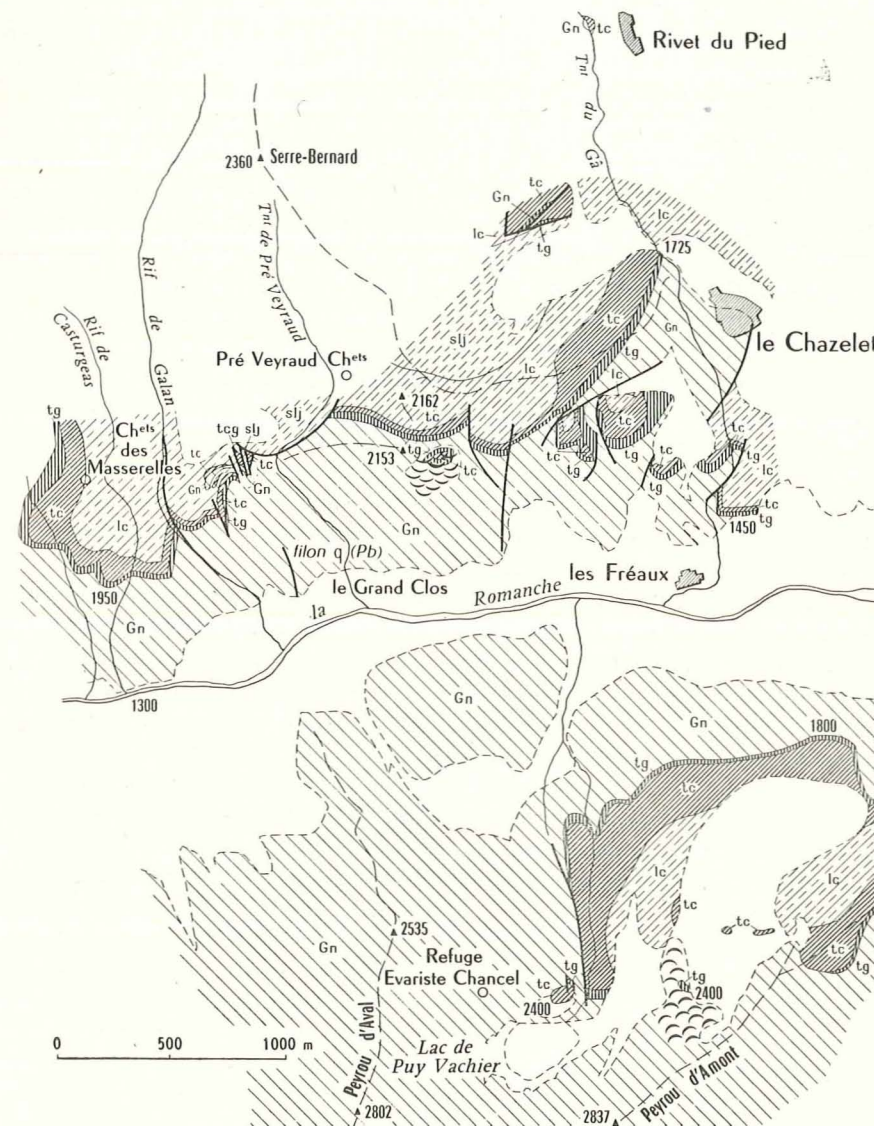


Fig. 29. — Les affleurements entre le Peyrou d'Amont, le Chazelet et le plateau de Paris (pour la légende, voir fig. 4).

Il délimite, au N, un anticlinal du Chazelet dont la culmination cristalline a dû correspondre à très peu près à la cote culminante de la surface d'érosion actuelle (point 2.153) et qui s'enneie axialement lui aussi vers la bordure, c'est-à-dire à l'ENE. L'autre flanc de cet anticlinal retombe régu-

lièrement vers le N avec une pente marquée jusqu'à ce que l'on atteigne les abords du torrent de Pré Veyraud.

Le torrent de Pré Veyraud, le Rif de Galan et le Rif de Caturgeas s'écoulent vers la Romanche à travers une région tectoniquement déprimée, de structure complexe.

On peut y définir un accident principal, le *synclinal des Masserelles*, assez déprimé, amenant la base du Trias à 1.950 m d'altitude, en bordure des falaises de la Romanche, et séparant l'hémi-dôme du plateau de Paris de l'anticlinal du Chazelet. De plus, dans sa région S, il s'abaisse axialement au S, vers la Romanche, ce qui amène à étendre la notion d'une région synclinale à l'emplacement de la Romanche et apporte une précision sur les limites de l'anticlinal de Chazelet.

A flanc W doux et à fond plat, le synclinal des Masserelles montre (fig. 29 et 30) un flanc SE chevauché par les gneiss et rompu par deux failles liées à des replis avec importants changements de direction d'axes. On doit lier au flanc SE de ce synclinal une faille très recourbée traversée par le torrent de Pré Veyraud ; selon cet accident, le Lias schisteux vient reposer par faille normale à l'W sur un substratum complexe tandis qu'il s'appuie par contact vertical au Cristallin du point 2.153 (fig. 30).

Le substratum complexe désigné ci-dessus forme l'*accident de Pré Veyraud*. Il comprend une étroite pincée (100 m) avec quatre lames au moins, broyées et très redressées, où l'on reconnaît du Cristallin, du Trias gréseux et dolomitique, du Lias calcaire et du Lias schisteux. A l'W de cette pincée, en position contiguë, affleurent, au N de la bordure de Cristallin en place normalement revêtu de son Trias, une lame de Trias et une lame de Cristallin et Trias perçant la couverture liasique avec laquelle elles sont cependant repliées, l'ensemble épousant la courbe du petit anticlinal dessiné localement par la bordure au S ; mais ce dernier montre seul un déversement vers l'W.

L'accident de Pré Veyraud et les structures voisines trahissent, d'une part, l'existence de deux directions de déformation, d'autre part, des effets de compression et de distension agissant alternativement. La formation par compression méridienne des replis observés au flanc du synclinal des Masserelles a précédé celle d'un fossé de distension perpendiculaire. Une reprise des compressions a transformé le fossé en pincée, y déposant en éléments chaotiques le matériel des replis écrasés selon leur axe. Cette reprise des compressions qui s'est faite, comme la distension, selon un axe E-W, a d'autre part formé le petit anticlinal W déversé vers le synclinal de Masserelles. Elle était enfin connexe d'un soulèvement de l'anticlinal du Chazelet qui a provoqué par distension la rupture de la faille normale N sectionnant la pincée.

Ces divers accidents représentent aussi, dans leur dernière phase, l'emboutissage, dû à une poussée axiale, des éléments constituant l'extrémité W de l'anticlinal du Chazelet.

Il est à noter que le filon subvertical de quartz et galène qui a été exploité

au Grand Clos, dans la paroi de la vallée de la Romanche, se trouve assez exactement dans le prolongement de la pincée synclinale de Pré Veyraud.

Au N du plateau de Paris et de ses annexes orientales, le front d'en-

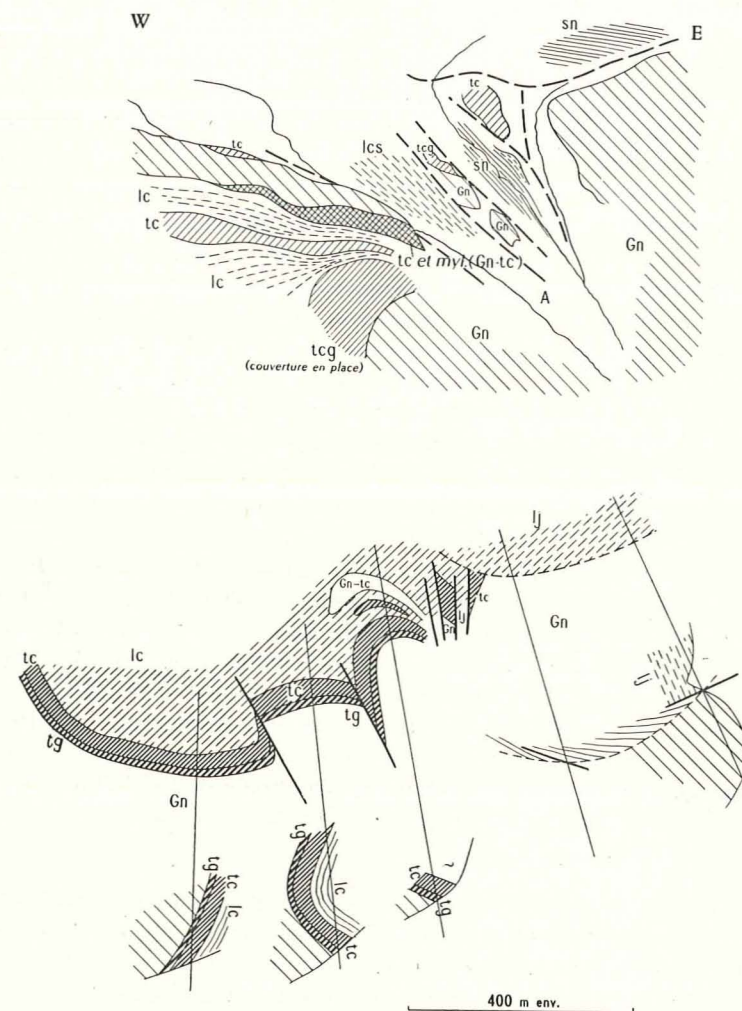


Fig. 30. — Le flanc SE du synclinal des Masserelles et l'accident de Pré Veyraud (croquis schématiques) (pour la légende, voir fig. 4).

noyage laisse voir ça et là, perçant la couverture liasique, au moins quatre affleurements du socle, à partir du torrent du Gâ, près du Rivet du Pied, jusqu'à l'W des chalets du Rif Tort, soit sur toute sa largeur (fig. 28 et 29).

Le petit pointement de gneiss et de Trias du Rivet du Pied, signalé par

R. Barbier, se situe à moins de 1.800 m d'altitude ; sa structure ne semble pas lisible aux affleurements. Il forme un groupe oriental avec, au S, au Clot Raffin, le coin cassant soulevé de Trias avec semelle de gneiss, qui semble représenter un élément enraciné d'une remontée anticlinale d'axe parallèle à l'anticlinal du Chazelet qu'elle doublerait en position un peu moins élevée.

En position médiane, au-dessus des chalets de la Lauze (versant S du Petit Têt), une lame de gneiss avec lambeaux accolés de dolomies triasiques et de calcaires du Lias perce les schistes noirs, orientée E-W. Ici, il pourrait s'agir d'une esquille détachée du socle, ayant migré dans la couverture¹.

Au N et à l'W des chalets de Rif Tort on a affaire à un alignement irrégulier E-W de quatre petits affleurements séparés s'espacant sur une longueur de 400 m environ, entre 2.200 m et 2.250 m d'altitude, à faible distance d'ailleurs des affleurements de cargneules triasiques du Rif Tort et du Rif Blanc près de leur confluent. Ces affleurements, qui ont été signalés pour la première fois par R. Barbier, émergent d'une couverture de calcaires du Lias, sans Trias. Or, ils portent par places une brèche d'allure sédimentaire et R. Barbier (1956 a) remarque qu'ils peuvent représenter des hauts fonds ou de petites îles à la fin du Trias et au début du Lias. Il n'est donc pas obligatoire d'y voir des écailles ayant migré dans la couverture, comme au chalet de la Lauze ; ils appartiendraient alors à une nouvelle crête anticlinale sans doute étroitement rattachée à l'hémi-dôme voisin.

Au-delà de la zone d'affleurements isolés du socle, les signes structuraux que présente la couverture tendent à faire admettre l'engorgement profond du socle qui finit de circonscrire le massif du Pelvoux de ce côté. Cette épaisse couverture dauphinoise, considérée d'abord comme une série sédimentaire simple constituant une zone tectonique unique, a montré à R. Barbier (*ibid.*) qu'elle devait se subdiviser en une couverture autochtone du Pelvoux à laquelle se superposent deux écailles successives. La couverture autochtone, ployée en coupole autour de la retombée périclinale de Cristallin, comprend un Dogger calcaire siliceux épais et des schistes noirs sous-jacents sur un Lias inférieur calcaire réduit.

4. Le flanc W de la zone du plateau de Paris et du Jandri et ses accidents synclinaux. — A partir du synclinal pincé du point 2.256, la surface structurale de la région du socle, qui s'abaisse vers l'W en direction du synclinal de Vénosc et s'étend vers le S jusqu'à la lisière de la vallée du Vénéon, présente dans l'ensemble (fig. 31) un style de *grands anticlinaux subméridiens, plis arrondis souples à sommets plus ou moins plats et formant comme autant de grandes marches d'escaliers descendant vers le synclinal de Vénosc*. Les synclinaux intermédiaires, à charnière anguleuse et plus ou moins pincés, sont donc

¹ Selon des observations récentes plus complètes (J. V., à paraître dans les *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 1965), tous les affleurements isolés du socle, et Trias associé, situés entre le Rivet et le N du plateau de Paris doivent appartenir à des écailles détachées de leur substratum (*Note ajoutée en cours d'impression*).

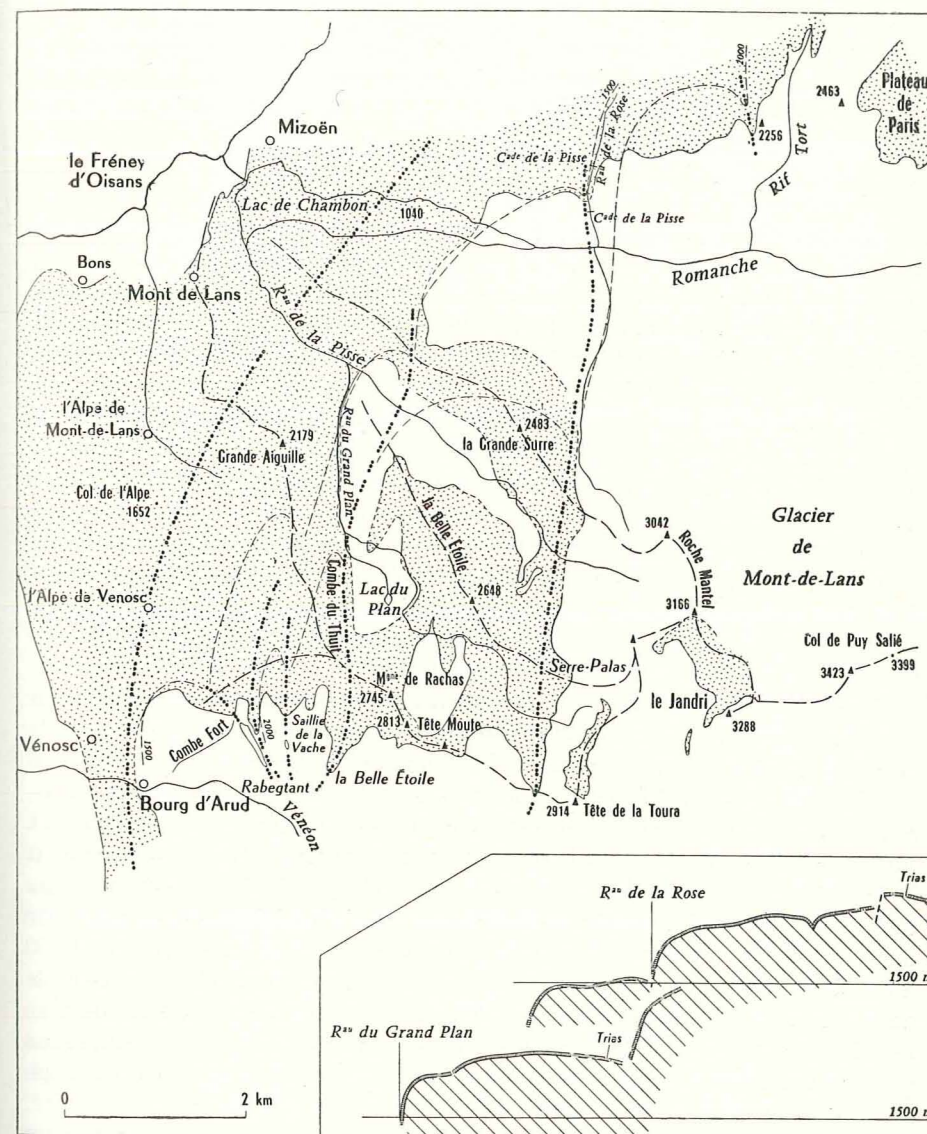


Fig. 31. — La région plateau de Paris - Mont-de-Lans - Vénosc - Jandri ; disposition générale des affleurements et des structures (carte et coupes) (pour la légende, voir fig. 7).

à considérer soit comme de plans axiaux déversés vers l'W, soit comme très dissymétriques avec un flanc E élevé. Près de leur fond, ce flanc atteint de fortes inclinaisons ; il peut se redresser jusqu'à la verticale, mais ne se renverse nulle part.

Conformément à sa situation dans le massif, *cette région s'ennoie aussi vers le N.* Au N de la Romanche, l'ennoyage d'axe des anticlinaux accusé par les pendages du Trias gréseux est de l'ordre de 25° à 30° au NNW. Au S, à peu près pareillement dirigé, il est beaucoup plus faible et montre un ensemble de bossellements qui s'observent bien à travers le grand versant au N de Tête Moute.

Cette surface apparaît çà et là rompue par de petites failles locales.

Le synclinal le plus oriental du système se suit à travers la Romanche, du ruisseau de la Rose (cascades de la Pisse) à la brèche du Grand Creux, à l'W de la Tête de la Toura, sur plus de 7 km. A l'W de la Roche Mantel, le flanc du pli atteint une amplitude verticale de l'ordre de 1.000 m, tandis qu'à la brèche du Grand Creux le synclinal devenu symétrique n'a plus qu'une faible individualité.

En rapport avec ses caractères intérieurs généraux (descente vers l'W de gradins arrondis et ennoyage axial vers le N), l'ensemble du secteur montre aussi *l'élargissement du massif du Pelvoux vers le S par adjonction successive de gros bourrelets de plus en plus courts aux extrémités arrondies.* Ce dessin général des structures du socle est plus ou moins masqué par la couverture.

A la limite de ce domaine, la *bordure N de la vallée du Vénéon* présente, entre le synclinal de Vénosc et le synclinal de la brèche du Grand Creux, une *série d'indentations synclinales* où apparaissent d'autres caractères tectoniques (fig. 7 et 31).

Au *sommet de la Combe Fort*, le synclinal le plus occidental semble avoir son flanc E rompu par une faille conforme correspondant au thalweg de la combe. A petite distance à l'E, à la *Grande Côte*, se dessine un synclinal subméridien très nettement marqué. Très près de sa terminaison, au-dessous, situés en corniche dans le versant selon un axe S 30° E, trois synclinaux pincés parallèles de Trias et Lias forment dans le Cristallin un affleurement isolé d'environ 600 m de longueur. Le synclinal le plus à l'W de cette corniche doit prolonger celui de la Combe Fort et celui le plus à l'E doit être la suite du synclinal de la Grande Côte. Le pendage moyen de l'ensemble est de 60 à 70° NE à NNE, avec des parties verticales. Dans sa partie S, tout l'ensemble accuse un net plongement axial vers le S, c'est-à-dire vers le Vénéon, pour se terminer en pointe bifide dans les à-pics de Rabegtant. Ces terminaisons sont obtuses, le synclinal le plus important à l'W montrant ici une coupe rectangulaire typique, alors qu'il s'effile en pointe acérée à l'autre extrémité. Les détails de la description de cet affleurement ont déjà été donnés ailleurs (J. V., 1953 b); je rappellerai seulement ici qu'on y observe des brèches tectoniques de Trias et de Lias et des calcaires typiquement fluidaux; les zones de calcite largement cristallisée doivent y provenir d'apports hydrothermaux, comme le gros filon de quartz qui s'y insère à peu près parallèlement au grand axe des structures tectoniques; quant aux calcaires à entroques qui semblent y occuper la base de la série sédimentaire, ils doivent représenter le sommet du Trias (cf. P. Gidon, 1954 b).

Un peu plus à l'E encore, le *synclinal de la Saillie de la Vache*, assez ouvert, correspond au S à un petit lambeau isolé de Lias pincé dans le Cristallin dans le creux d'un ravin, 150 m plus bas, soit selon un ennoyage d'axe très marqué dans cette direction.

Les synclinaux de ce premier ensemble disparaissent tous au N sous la couverture de Lias calcaire ou schisteux. Cependant, on doit pouvoir faire correspondre au flanc E du synclinal de la Saillie de la Vache et peut-être en même temps à celui du synclinal de la Grande Côte, le flanc vertical de gneiss, revêtu de grès du Trias le long du ruisseau du Grand Plan, en bordure du remplissage jurassique du synclinal de Vénosc formant la Grande Aiguille.

Au *S de Sollaret* et s'enfonçant dans les escarpements de la Belle Étoile (jusqu'au niveau d'une corniche, vers 1.950 m, point où se situe une source indiquée sur le plan directeur au 20.000^e), le flanc W de Tête Moute est recoupé par une formation synclinale remarquable: une puissante masse spilitique schistoïde en feuillets verticaux s'insère dans un repli étroit du Cristallin taillé en coup de sabre; la disposition synclinale, au moins en partie souple, est vigoureusement marquée sur les deux flancs par le plongement progressif du Lias calcaire qui encaisse les spilites dans le haut, mais s'amenuise pour disparaître assez rapidement au-dessous. Je n'ai vu de Trias qu'au Sollaret, où la formation spilitique vient à son contact, et à quelque distance à l'E du Coup de Sabre où il dessine sous le Lias une lentille comprenant une lame de spilites à son toit; deux autres petits lambeaux de spilites me sont apparus aux abords de ces points, l'un reposant sur le Trias à l'E de Tête Moute, l'autre s'insérant très localement entre Lias et Trias entre le Sollaret et la Saillie de la Vache et reposant ailleurs sur le Cristallin directement. Les observations dont je dispose sont insuffisantes pour étayer une interprétation complète de l'accident; selon les données ci-dessus, les spilites qui apparaissent dans le haut du synclinal comme surmontant le Lias calcaire ont dû toutefois y être expulsés tectoniquement par le pincement du synclinal.

Ce *synclinal de la Belle Étoile* est certainement prolongé vers le N de l'autre côté du Lias de la montagne de Rachas, dans la Combe du Thuit, large couloir au fond entièrement recouvert de Quaternaire, puis selon une corniche du Cristallin, et peut-être, à travers le lac de Chambon où son flanc E formerait la retombée du Cristallin sur les deux rives.

Au *sommet de Tête Moute*, le dernier synclinal de l'ensemble présente, exceptionnellement, une dissymétrie de sens opposé à tous les autres. Il s'agit d'un petit accident, faillé à la charnière, avec rejet de quelques dizaines de mètres à l'W. Cette disposition exprime assez clairement un étirement du paquet anticlinal de Cristallin pincé entre ce synclinal et celui de la Belle Étoile, avec rupture liminaire.

Entre Romanche et Vénéon, le secteur ci-dessus décrit permet d'observer assez nettement certains *rapports entre les divers éléments de la couverture et entre ceux-ci et le socle antétriasique*, rapports dont les effets sont souvent

cachés dans les profonds synclinaux pincés et les structures chevauchantes par la violence des déformations tectoniques.

Ainsi, on peut voir que les plissements très énergiques du Lias de la montagne de Rachas et de la crête de la Belle Étoile sont tout à fait indépendants de la disposition géométrique du substratum cristallin pourvu, en général, de sa pellicule triasique. Au versant S de la Grande Sure, sur du Lias calcaire violemment plissé et contourné, localement broyé, ayant entraîné dans ses replis au moins une partie du Trias calcaire, repose une série des mêmes calcaires associés à des schistes noirs, le contact anormal étant associé aussi à un rabotage basal.

Or ce sont les schistes noirs qui, la série supérieure devenant subverticale, se trouvent à l'E, et du côté de leur sommet, au contact du flanc subvertical de Cristallin de Roche Mantel, contact dans lequel s'insère un lambeau de Trias. Mais cette disposition devient encore plus caractéristique au S, au Serre Palas, où de petits lobes irréguliers de Lias calcaire et de Trias s'insèrent dans le Cristallin, comme débordant de la couverture de schistes noirs qui reste partout ailleurs aux abords en contact direct avec le Cristallin sur ce même flanc E de synclinal.

A l'W du Serre Palas, des abords du ruisseau du Grand Plan jusqu'à une limite intérieure au synclinal de la Grande Côte, il semble n'exister que du Lias calcaire, les schistes reprenant au-delà, sans calcaire, jusque dans l'intérieur du synclinal de Vénosc. Mais calcaires ou schistes reposent à nouveau directement presque partout sur le Cristallin, du Sollaret à la bordure profonde du synclinal de Vénosc, le Trias ne s'intercalant (une fois sous les calcaires, une fois sous les schistes) qu'en minuscules lambeaux et sans aucune dépendance vis-à-vis des structures tectoniques.

Même s'il faut admettre la possibilité de points de non-dépôt du Trias ou de son érosion précoce en rapport avec la paléogéographie vindélicienne, ce qui vient d'être décrit conduit surtout à adjoindre à la notion classique d'indépendance tectonique entre le socle et la couverture celle de charriages épiglyptiques. Il faut par conséquent aussi faire intervenir une phase tectonique antérieure responsable de la dénudation et de l'érosion, au moins locales, du socle. Enfin on est conduit par cela même à considérer que les contacts Lias calcaire-Cristallin ou schistes noirs-Cristallin qui ont une grande extension dans le massif, mais n'excluent jamais la présence de lambeaux de Trias en place non tectonisés, ne peuvent pas être considérés a priori comme des failles, qu'il s'agisse de ruptures franches ou d'étirement de flancs de plis.

5. Le synclinal de Vénosc, de Mont-de-Lans au lac de la Muzelle et le synclinal de la Coche de Lanchàtra (fig. 31 et 32). — Le synclinal de Vénosc qui court entre Pelvoux et Grandes Rousses, des abords du village de Besse au S de celui de Mont-de-Lans, s'insère ici dans le massif du Pelvoux même. Il s'agit d'une structure du socle sans aucun doute particulièrement profonde dans cette partie initiale.

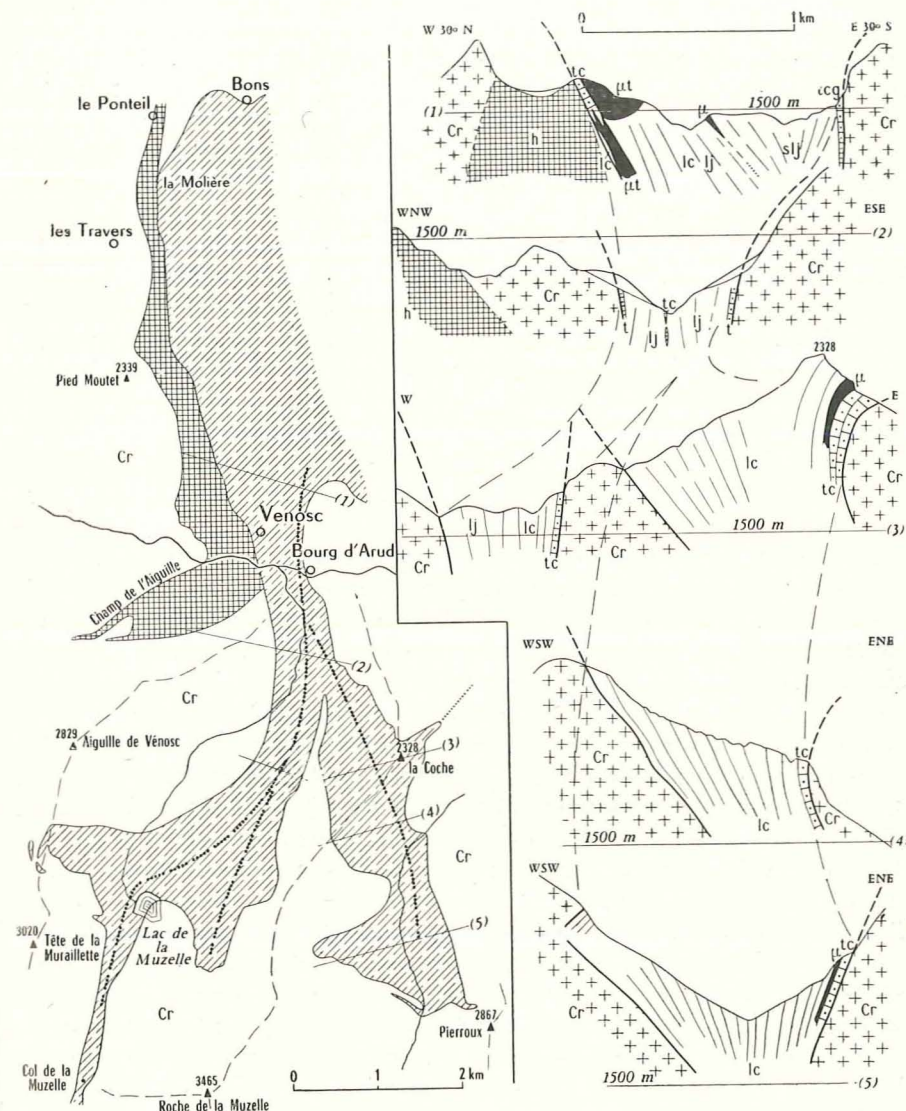


Fig. 32. — Le synclinal de Vénosc, de Vénosc au col de la Muzelle, et le synclinal de la Coche de Lanchàtra (esquisse cartographique et coupes) (pour la légende, voir fig. 4 et 7). Le quadrillé sur la carte indique le Carbonifère; cf. coupes (1) et (2).

Remarque. — La coupe (2) omet volontairement les diverses complications pétrographiques rencontrées dans le socle le long de la galerie d'amenée hydroélectrique.

En rapport avec l'élargissement du massif du Pelvoux vers le S, selon le mode tectonique indiqué, le synclinal de Vénosc d'une part se rétrécit, d'autre part s'incurve légèrement, le rebord des Grandes Rousses, puis celui de la

zone occidentale du Pelvoux qui lui fait suite, ne présentant pas une courbure d'ensemble équivalente. La régularité du rétrécissement est d'ailleurs perturbée par la dilatation à l'W, dessinée en large poche, qui affecte le synclinal dès les abords S de Mont-de-Lans. Malgré l'extension du Glaciaire, on peut considérer comme certain que la dilatation synclinale est en rapport avec un repli synclinal secondaire axé sur Le Freney-d'Oisans et qui s'individualise au N à travers les Grandes Rousses.

L'existence corrélatrice d'un anticlinal issu des Grandes Rousses et venant s'envoyer dans les tréfonds du synclinal de Vénosc dans la région des Alpes de Mont-de-Lans et de Vénosc semble d'ailleurs établie par les observations signalant des émergences du socle à travers le Lias et le Glaciaire : P. Termier a signalé le minime affleurement de Carbonifère au N de l'Alpe de Mont-de-Lans, vers 1.550 m (Carte géologique de la France au 80.000^e, feuille Briançon) et P. Bellair (1948) le gneiss, également en petit affleurement, immédiatement au N de l'Alpe de Vénosc vers 1.650 m. Cependant le Lias, vers Mont-de-Lans, paraît s'abaisser partout à des cotes sensiblement inférieures (1.250 m). L'allure des pointements du socle signalés, plutôt que celle d'émergences d'une crête anticlinale en place, enracinée, est celle d'écailles arrachées à un socle situé en profondeur, selon le même mode de gisement que celui qui s'observe avec clarté dans le synclinorium de l'aiguille de Morges (anticlinal séparant le synclinal du ruisseau de la Lavine de celui du pic Gazonné).

Dans sa partie N, jusqu'à une distance de 1 km au S du Vénéon, l'axe du synclinal de Vénosc dessine un premier arc convexe vers l'W, mais assez tendu.

En abordant la vallée du Vénéon, le synclinal subit, au S de sa partie dilatée, un rétrécissement très brusque et la largeur de ses affleurements de couverture, qui est de 2,5 km à la traversée de la Romanche, passe à 600 m au S du Vénéon. Les couches redressées du Lias pénètrent au S de l'Alpe de Vénosc, comme dans une sorte de goulot du socle, structure déterminée essentiellement par l'adjonction successive au haut massif, en allant vers le S, des bourrelets anticlinaux qui ont été décrits, et parmi ceux-ci, en dernier lieu, celui défini à l'W du synclinal de la Combe Fort et dont la bordure redressée de Trias précise aux affleurements la position et l'allure du front d'ennoyage axial N.

D'un point situé entre Bons et les Travers (La Molière) jusqu'au Vénéon, la bordure W du synclinal de Vénosc comporte du Carbonifère ; ce dernier au S du Vénéon, s'individualise dans les gneiss et granites en un synclinal indépendant brusquement très divergent, formant un large affleurement à la base NE des escarpements de l'aiguille de Vénosc. Au passage de la vallée du Vénéon, le Quaternaire recouvre entièrement le fond du petit bassin élargi où se sont établis les villages de Vénosc et du Bourg-d'Arud ; la formation de ce bassin doit être due autant à la présence du Houiller du flanc du socle qu'à celle du Lias du synclinal, l'ensemble de ces terrains peu résistants à l'érosion dessinant une étoile à trois branches centrée sur l'axe de la vallée.

L'allure du synclinal à la traversée de la vallée du Vénéon, dont le thalweg s'abaisse ici à la cote 900 environ, met en évidence la grande profondeur de l'accident, donnée restant toutefois impossible à évaluer avec quelque certitude.

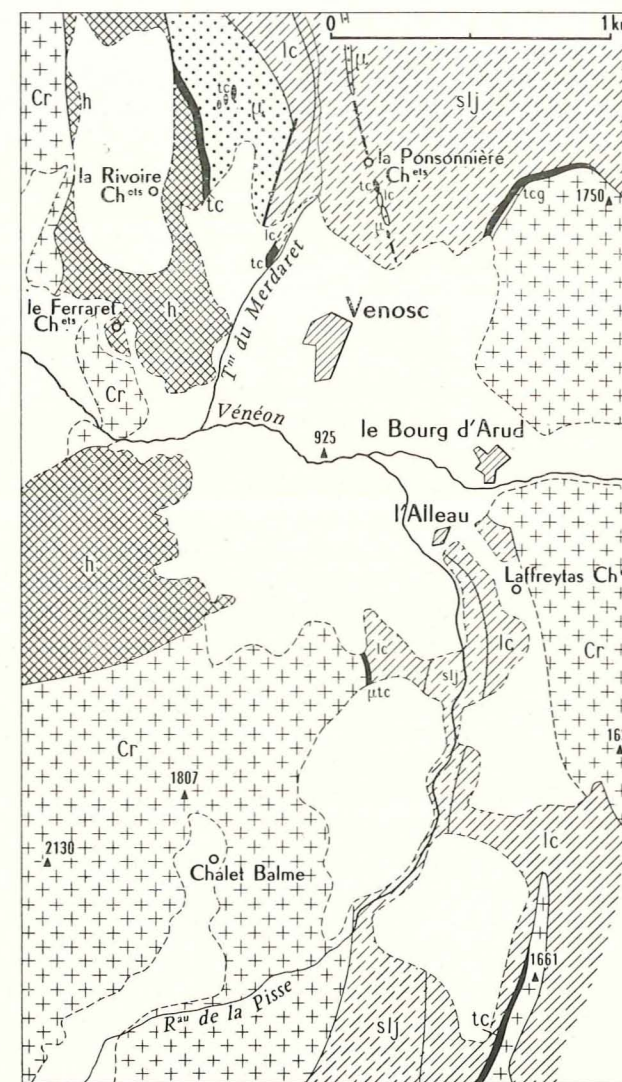


Fig. 33. — Synclinal de Vénosc. Affleurements observés de part et d'autre du Vénéon. Tireté gras : alignement tectonique (pour le reste de la légende, voir fig. 4).

Le rétrécissement du synclinal vers le S à travers la vallée (fig. 33) est progressif et sans décrochement apparent, aussi bien à une bordure qu'à l'autre,

de part et d'autre de l'interruption de Quaternaire, contrairement à ce que pensait P. Bellair, qui a cru devoir postuler ici l'existence d'une faille transversale à rejet S (faille du Ferraret, 1948; cf. J. V., 1951 b). Il existe seulement, dans les secteurs observables, des inégalités locales de la bordure du socle, petits replis ne se correspondant pas de part et d'autre du « chenal » de Sédimentaire.

Transversalement (fig. 32), *l'allure presque isoclinale, légèrement ouverte vers le haut, de la structure synclinale* du socle est précisée par les coupes des galeries d'alimentation de l'usine hydroélectrique de Pont Escoffier, coupes qui apportent aussi des renseignements supplémentaires et posent actuellement, on va le voir, certains problèmes.

Au N du Vénéon, les données recueillies en galerie (J. Letourneur, 1943) montrent la présence d'une bordure cristalline E verticale, revêtue probablement d'un peu de Trias en profondeur comme en surface. La bordure W du socle est formée de Carbonifère. Sur celui-ci repose en surface du Trias dans la région située directement au-dessus de la galerie; dans cette dernière, J. Letourneur rappelle que, selon M. Gignoux, ce sont 5 m de schistes calcaires liasiques qui s'appuient directement au Carbonifère, s'intercalant entre celui-ci et du Trias et cette question sera reprise plus loin. Quoi qu'il en soit, cette bordure occidentale du socle présente un pendage normal de 65° environ.

Au S du Vénéon, la coupe de la galerie (J. Ricour, A. Vaysse, J. Vernet, 1954) confirme les indications de surface, à savoir que la structure synclinale est ici encore plus voisine de l'isoclinallité, mais révèle des faits nouveaux, d'interprétation difficile.

A l'aplomb de la galerie, la bordure W est redressée presque à la verticale. En galerie, elle comporte, sur le Cristallin, un peu de Trias avec une brèche arkosique de base et une mince passée de spilites probables; ce Trias et ces spilites se retrouvent en surface. A la bordure E, du Trias se retrouve en galerie, avec à la base des grès calcaires reposant sur des quartzites gris clair à gros filons de calcite.

La coupe se poursuit vers l'E, à travers ces derniers, en formation assez puissante, jusqu'aux gneiss et granites de l'éperon N de la Coche. Cependant, il s'y intercale un passage de quelques mètres de gneiss et, plus à l'E, 12 à 20 cm de schistes calcaires noirs graphiteux remplissant une diacase. En surface, à l'aplomb de cette partie de la galerie, le Quaternaire affleure seul entre le Lias et les gneiss de la Coche; la position de la bordure de ces gneiss montre que, si les quartzites ne sont pas intercalés stratigraphiquement dans la série cristallophylienne qu'ils représentent et doivent alors leur être superposés, les gneiss chevauchent les quartzites à l'E. Par leurs divers aspects, ces quartzites apparaissent d'ailleurs comme un élément du socle, étranger au Trias qui vient à son contact à l'W.

En ce qui concerne le remplissage de schistes calcaires de la diacase, le rapport ci-dessus cité (1954) l'a attribué à du Lias. Si cette interprétation

est exacte, elle est compatible avec l'existence, au S, du synclinal de la Coche de Lanchâtra; les affleurements de Lias de ce synclinal se soudent à ceux du synclinal de Vénosc à un niveau topographique supérieur; la lame localement ultrapincée de schistes calcaires préciserait la position de son axe, à sa naissance au flanc du synclinal de Vénosc. Il ne serait toutefois pas impossible que cette interprétation soit mise en cause à la suite d'une étude stratigraphique ultérieure plus minutieuse en galerie, dans le cas où la lame de schistes calcaires devrait être rangée dans les formations du socle.

Il est à noter que l'on peut observer le contact Cristallin-Sédimentaire de la bordure E du synclinal de Vénosc immédiatement au N de Laffreytas. Les gneiss touchent ici partout directement le Lias calcaire qu'ils chevauchent légèrement et, à Laffreytas même, leur bordure, orientée NNW, émerge du Quaternaire sous forme d'un miroir de faille taillé en falaise surplombant les prairies, avec de larges cannelures indiquant une composante de déplacement horizontal prédominante (pendage des cannelures de 35° SSE): ceci n'empêche pas que, vers le N, dans un des replis de la bordure signalés plus haut, les gneiss viennent chevaucher le Lias du N au S, soit en direction presque perpendiculaire.

Toutefois, ces *chevauchements* restent des *phénomènes locaux limités au côté E*. La coupe de la galerie, comparée à la surface, montrant qu'au passage de la galerie il n'est pas possible d'envisager de chevauchements sinon entre les termes du socle, la notion, précédemment exposée, d'un synclinal s'élargissant en profondeur (J. V., 1951 b, 1952 b) n'était fondée selon toute probabilité que sur le rapprochement non justifié de deux ordres de faits très différents: d'une part, l'évasement du synclinal vers le N, coïncidant ici avec le sens de l'abaissement de la surface topographique, d'autre part, la présence de pendages contraires du Lias de part et d'autre du thalweg du vallon de la Muzelle, dont l'opposition très accusée, en rapport avec la raideur des versants intéressés, ne trahit qu'un effet de balancement superficiel.

La coupe de la galerie au S du Vénéon comporte encore, vers l'W, entre la bordure du Sédimentaire de couverture du synclinal de Vénosc et le synclinal de Carbonifère du versant N de l'aiguille de Vénosc, des formations énigmatiques qu'il importe d'examiner dans le cadre de la description du synclinal de Vénosc. P. Bellair avait indiqué ici (1948) un passage de 150 m de Lias. L'échantillonnage fait par J. Ricour (rapport 1954 cité plus haut) a montré qu'il existait en fait de minces passées de schistes calcaires noirs, insérées séparément dans le socle et le rapport cité concluait encore à l'âge liasique de ces intercalations. En surface, on ne peut voir, semble-t-il, au-dessus, que des éboulis atteignant le pied des parois de gneiss (et venant d'ailleurs en un point, à la faveur de l'échancrure que dessinent ici localement ces parois, à l'aplomb même de la galerie) et, dans les gneiss en place, la corniche, d'ailleurs typique, du chalet Balme, sans autre anomalie apparente tant tectonique que stratigraphique. Il importe d'ajouter que l'échantillonnage de

J. Ricour comporte, près des passées calcaires, dans les gneiss, des conglomérats et des schistes gréseux ou arkosiques à l'aspect de Carbonifère assez caractérisé.

Jusqu'à ce que se présente une nouvelle possibilité de visite de la galerie ou en attente d'autres observations susceptibles d'éclairer le problème, je crois devoir admettre maintenant que les passées calcaires peuvent appartenir au socle antétriasique. Le seul argument qui ait conduit en effet à étiqueter Lias les diverses passées calcaires traversées par la galerie, tant à l'E qu'à l'W du synclinal de Vénosc, était que des calcaires ne pouvaient se rencontrer dans le socle, à l'exception de cipolins métamorphiques largement recristallisés. On ne possédait pas de preuves paléontologiques. Or il semble à peu près certain aujourd'hui, on l'a vu, que le socle antétriasique peut inclure des calcaires métamorphiques de la zone des Micaschistes supérieurs reposant stratigraphiquement sur la série gneissique à vieux cipolins et très probable qu'il puisse aussi comprendre des calcaires non atteints par le métamorphisme général.

Dans le cas où l'attribution au Lias serait prouvée, il serait nécessaire d'en examiner la signification tectonique (présence d'une ramification du synclinal de Vénosc sous la forme d'un ou plusieurs « synclinaux inapparents » probablement disposés en cul-de-sac).

Des abords du passage de la galerie d'aménée au S du Vénéon jusqu'à une transversale marquée par le bassin du lac de la Muzelle, le Petit Roux et le Pierroux, les affleurements de sédiments de couverture du synclinal de Vénosc, tout en gagnant de la hauteur, s'épanouissent largement vers le S (fig. 32 et 34) selon un dessin en éventail, fait qui n'est dû cependant qu'en partie à l'ouverture de la structure synclinale vers le haut. Cet ensemble représente en effet un *faisceau de plis divergents vers le S*, mais tandis que le pli oriental, le synclinal de la Coche de Lanchâtra et la ramification du pli occidental axée sur la partie supérieure du vallon du Chapeau Roux se vident en hauteur contre les soulèvements du Pierroux et de la Roche de la Muzelle, le rameau principal du pli occidental, par le lac de la Muzelle, se poursuit toujours en structure profonde vers le S.

Selon les deux axes synclinaux principaux, soit respectivement vers Lanchâtra et le lac de la Muzelle, le socle doit toujours, comme plus au N, s'enfoncer profondément, mais si l'on peut admettre comme vraisemblable une diminution de cette profondeur par rapport à la dépression formée par l'arc septentrional, il est cependant impossible actuellement de l'évaluer.

Avec quelque imperfection, le *synclinal de la Coche de Lanchâtra* prolonge et, en apparence, termine vers le S l'arc N du *synclinal de Vénosc*, étant lui-même d'axe à peu près rectiligne et se greffant au flanc du *synclinal de Vénosc*.

Sa disposition est très caractéristique. Large encore de 400 m à la traversée du ruisseau de la Pisse de Lanchâtra entre 1.600 et 1.700 m d'altitude, son cul-de-sac se ferme brutalement au S dans un chevauchement du granite en gradins (deux gradins observables), avec amorce d'un pincement du syn-

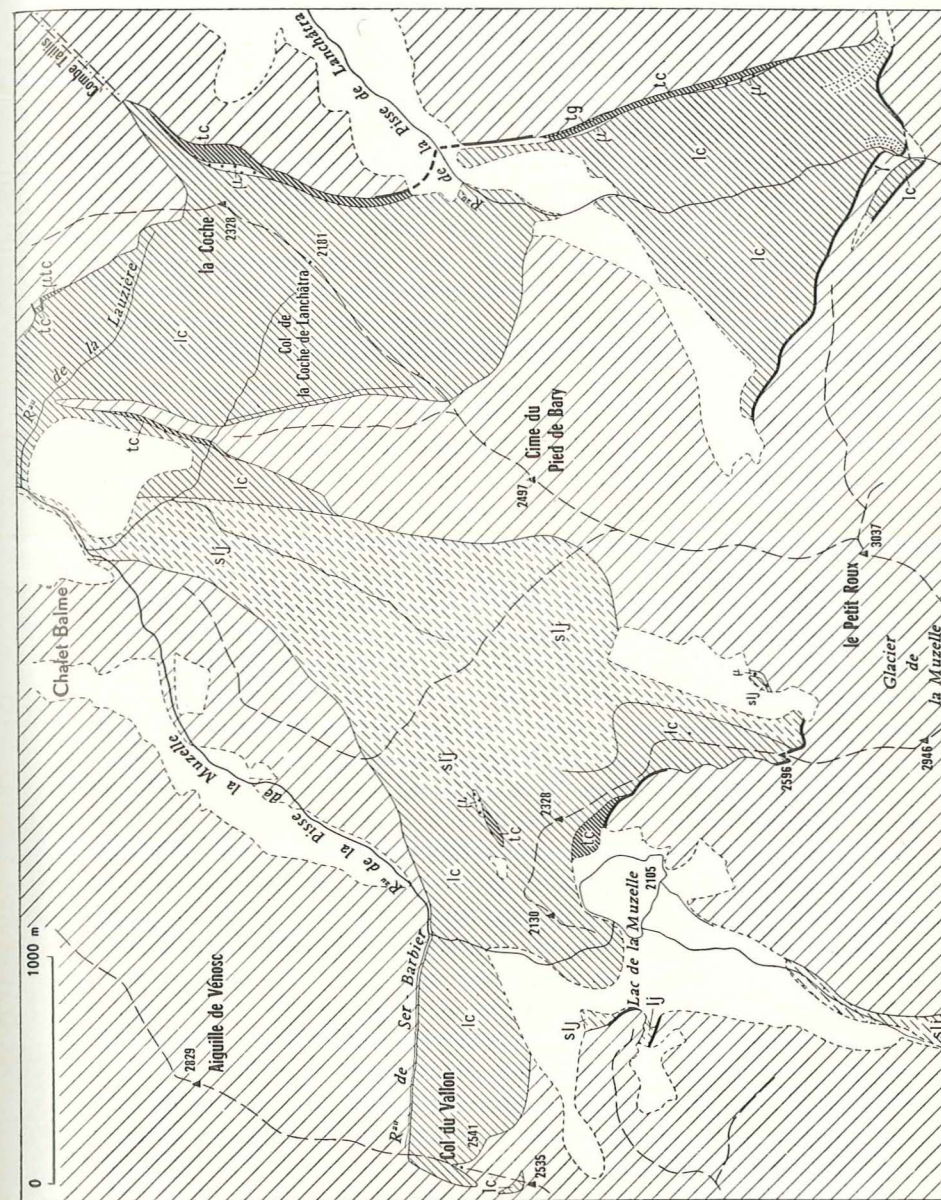


Fig. 34. — Le synclinal de la Coche de Lanchâtra et le synclinal de Vénosc dans la région du lac de la Muzelle. — *Traits gras* : chevauchements, — *Lignes de points* : direction de stratification. — *Points et tirets* : cassures intracristallines (pour le reste de la légende, voir fig. 4).

clinal à son angle extrême SE. Le chevauchement a lieu sous un pendage de 50 à 60°. Le flanc W, normal, présente un pendage de 45 à 50°. Le flanc E accuse une forte convexité de la masse cristalline en coupe verticale, avec une base nettement chevauchante, au S de la Coche.

Sur le synclinal de la Coche se greffe transversalement en hauteur au flanc E, à la Coche même, le *synclinal droit très pincé de la Combe Taillis*, véritable entaille en coup de sabre de 500 m de profondeur dans le Cristallin. Deux cassures parallèles très rapprochées, prolongeant le synclinal dans son axe, ont déterminé le couloir qui forme dans les gneiss la base de la Combe Taillis et peuvent se suivre jusqu'aux abords de la vallée du Vénéon.

Le Lias calcaire, généralement schisteux, qui forme l'essentiel du contenu sédimentaire du synclinal de la Coche de Lanchâtra, vient seul au contact du Cristallin sur la plupart des bordures observables. Seule la bordure E porte aussi du Trias ; ce dernier forme une bande de dolomies-capucin continue, depuis les abords du fond du synclinal pincé de la Combe Taillis jusqu'à ceux de l'extrémité pincée SE, avec des grès de base, accompagnée à son sommet de spilites ; plus au N, quelques placages s'en observent contre le rejet de petites failles transverses.

Les rapports du Lias avec le chevauchement du granite au S, bien visibles dans le fond du vallon de part et d'autre du ruisseau de la Pisse de Lanchâtra, montrent que la structure tectonique en cause n'est pas une simple faille ; la masse des lits calcaires viendrait buter contre la surface de granite, mais elle en est séparée par une certaine épaisseur, assez faible (quelques mètres près du torrent sur sa rive droite), de ce même Lias concordant avec son substratum. De plus, la bordure principale du granite du Petit Roux, celle marquant le gradin inférieur, présente un décrochement d'une centaine de mètres au passage du torrent. Le lit du torrent épouse fidèlement la courbure de la portion de dôme formée par le bourrelet de granite qui se cantonne sur la rive gauche, tandis que les couches du Lias, concordantes, dessinent sur une épaisseur de quelques dizaines de mètres sur la rive droite un net arc anticlinal : elles vont ainsi se bloquer contre les quelques mètres de calcaires reposant aussi en concordance contre la partie S de la bordure de granite décrochée et sont alors affectées de plissements d'écrasement caractéristiques. L'ensemble de ces accidents exprime, comme le pincement SE, un serrage dirigé selon l'axe principal même du synclinal.

L'éperon anticlinal de la cime du Pied de Bary, se rattachant au S au soulèvement de Cristallin de la Roche de la Muzelle, sépare le synclinal de la Coche de Lanchâtra du rameau principal du synclinal de Vénosc, dessinant un cap effilé de Cristallin. Son flanc de Lanchâtra présentant, comme cela a été vu, des pendages moyens observables de 45 à 50°, l'autre flanc au NW, plus redressé, atteint vers son extrémité la verticale, bordé çà et là d'un peu de Trias. Sa crête anticlinale ultime prend la forme d'une étrave acérée qui, en définitive, plonge brusquement dans le Lias sur la rive S du ruisseau de la Lauzière.

L'autre bordure cristalline du synclinal de Vénosc dessine, autour de l'aiguille de Vénosc, une grande surface bombée à courbure très régulière sur près d'un quart de cercle en direction, et selon un pendage moyen assez régulier, normal, de 70°, pour se terminer au N du col du Vallon. Elle présente ainsi une forte convexité en direction SE.

De ce fait, *l'axe de cette section du synclinal de Vénosc est affecté d'une courbure de sens opposé à celle de l'arc N, et c'est par cet arc intermédiaire inverse que se fait la jonction de l'arc N avec les prolongements méridionaux du synclinal*, de telle sorte qu'à travers ce raccord il y a décalage d'axe de 1,5 km, l'altitude accrue vers le S des régions voisines du haut massif (Roche de la Muzelle) correspondant à un nouvel élargissement de celui-ci vers l'W.

La ramification synclinale axée sur la partie supérieure du vallon du Chaudeau Roux se vide nettement en hauteur au pied du glacier de la Muzelle, près duquel le Lias schisteux repose, au moins localement, sur le Cristallin par l'intermédiaire d'un banc de spilites. Son flanc E est normal. Par contre, vers 2.600 m, comme ceux du synclinal de la Coche, ses affleurements de Lias butent axialement contre un chevauchement du Cristallin et du côté W, un peu plus bas dans un autre accident, le Cristallin chevauche encore le Lias calcaire puis les dolomies ruiniformes triasiques qui dominent la rive NE du lac de la Muzelle. Cette ramification représente un repli beaucoup moins arqué que le pli principal dont il se détache peut-être à peu près tangentiellement, avec une direction SSW qui sera celle du synclinal principal entre le lac et le col de la Muzelle.

Une ramification occidentale peu accusée est définie par le placage de Lias du versant E du col du Vallon et par les schistes liasiques légèrement chevauchés par le Cristallin de l'éperon de la Tête de la Muraillette à l'W du lac. Un peu au S de ce dernier point, un petit accident synclinal d'un type caractéristique (fig. 35) intéresse les falaises du même éperon, bien accusé dans la morphologie (et également lisible dans le dessin de la carte au 20.000^e). Les falaises de base sont interrompues par un couloir abrupt d'environ 60 m de largeur, au fond occupé par du Lias schisteux. Les deux surfaces latérales de gneiss, à peu près planes et parallèles, ont un aspect poli. L'ensemble est très légèrement couché vers le N. Les schistes liasiques ont une schistosité concordante sur les bords, discordante au milieu d'environ 45°. Les éboulis au pied empêchent d'observer les détails du raccord de cet accident avec le synclinal principal auquel il est à très peu près perpendiculaire. Vers le haut, une cassure très rectiligne prolonge à travers les falaises supérieures de Cristallin le plan de contact Cristallin-Sédimentaire S.

Dans le contenu de couverture de l'ensemble synclinal qui vient d'être décrit, on observe une certaine symétrie des grandes lignes, au moins apparente, à Mont-de-Lans et dans le « goulot » du Bourg-d'Arud immédiatement au S du Vénéon. Cette symétrie est rompue en d'autres points, notamment entre Vénosc et l'Alpe de Vénosc, où les schistes jurassiques occupent la moitié E du synclinal et le Lias calcaire la majeure partie de la moitié W.

Schistes jurassiques ou Lias calcaire s'appuient le plus souvent directement contre le socle, Cristallin ou Carbonifère, les zones observables revêtues de Trias étant sensiblement plus restreintes, parfois réduites à de minuscules espaces. Cette variabilité des rapports de situation entre les termes de couverture et le socle est indépendante des aspects tectoniques du socle, même localement.



Fig. 35. — Accident de l'éperon NE de la Tête de la Muraillette.

Les conclusions déjà indiquées pour de tels ordres de faits sont donc valables ici.

Mais on observe encore, dans la zone synclinale allant de l'Alpe de Vénosc au lac de la Muzelle, des particularités d'une tectonique de couverture encore plus vigoureuse dans leurs aspects, avec des rapports de superpositions anormales très apparentes.

On a vu qu'au NW de Vénosc, la coupe de la galerie au N du Vénéon indiquait une mince lame de Lias entre le socle de Carbonifère et du Trias ; celui-ci comprend, sur 85 m, une alternance de spilites et de calcaires. En surface, le Trias, représenté par 20 m de cargneules et dolomies constituant une bordure uniforme au-dessus, de 1.250 à 1.550 m, réapparaît au SE, soit plus bas, dans une succession stratigraphique régulière. Émergeant du Quaternaire entre 1.050 et 1.100 m, le long du torrent de Merdaret, quelques centaines de mètres au S de la galerie, affleure une série qui doit

représenter de bas en haut du Trias (minéralisé, avec peut-être des éléments des spilites), du Lias calcaire et des schistes noirs, le tout subvertical N ou à pendage E fort. On retrouve probablement la bordure normale du synclinal, infléchi vers l'E en rapport avec le rétrécissement du pli aussi bien qu'avec la plus grande profondeur de la coupe.

Cependant, un puissant affleurement de spilites (300 m de largeur), dans lequel sont incluses quelques lentilles de calcaires triasiques, sépare la bordure triasique amont, entre 1.250 et 1.550 m, du Lias calcaire à l'E. Cet affleurement a son flanc E recoupé en biseau à la base par une faille. Vers le haut, il se termine entre 1.600 et 1.800 m, d'une façon particulière, en pointe bifide qui, à première vue, semble pénétrer dans le Lias ; il s'agit, en réalité, d'un placage de spilites reposant en position anormale sur la tranche des strates calcaires liasiques et cette disposition en placage sans doute mince doit être responsable du fait que les spilites ont pu être affectés avec le Lias voisin par des glissements superficiels, avec larges crevasses de décollement. On constate enfin qu'au-dessus du placage spilitique sur le versant, tout Trias a disparu à la bordure du Carbonifère sur la tranche des strates (discordantes à 30°) duquel viennent reposer les calcaires liasiques.

L'examen de la coupe de la galerie comme des affleurements sus-jacents en surface conduit à penser que sur ce secteur du flanc W du synclinal sont accumulés, dans le complexe de couverture, des éléments chevauchants représentés par de grosses esquilles de spilites et Trias ; celle recoupée en profondeur est distincte, apparemment, d'une autre s'étendant à la surface, mais on doit les considérer comme appartenant à une seule unité tectonique charriée.

Je n'ai pu retrouver d'affleurements de Cristallin près de l'emplacement du placage de spilites et Trias, comme conduiraient à le voir la cartographie de P. Termier ainsi que sa coupe du synclinal (1896). Par contre, un peu plus à l'E passe un alignement, orienté NNW, d'au moins trois lames de Trias et spilites fichées en position très redressée dans les schistes jurassiques du cœur du synclinal, à peu près parallèlement à la bordure W et allant de la crête de la Ponsonnière au S au haut versant des contreforts NE de Pied Moutet au N. En galerie, l'accident est peut-être inscrit sous l'aspect d'une simple zone broyée et dans ce cas il présenterait ici un pendage vers l'E de 50 à 60°. P. Termier et P. Bellair ne font état que d'éléments isolés de cet ensemble, ce qui a conduit P. Bellair (1948) à une interprétation structurale qui ne me semble plus pouvoir être retenue. Mais plus au S se retrouve une autre série d'accidents analogues : à la fenêtre même, rive gauche du vallon de la Muzelle, de la galerie au S du Vénéon, des débris de schistes et cargneules triasiques sont pincés dans les schistes jurassiques de la partie axiale du synclinal (rapport 1954 cité) : enfin, près du lac de la Muzelle, une lame de Trias et spilites est isolée en plein Lias, en position encore probablement à peu près axiale par rapport au synclinal principal (visible à l'E de la tourbière exploitée pour le chauffage de la bergerie du lac).

Les lames de Trias et spilites, flottant ainsi dans le Lias à distance de leur socle normal et observées des environs de l'Alpe de Vénosc au lac de la Muzelle, paraissent constituer un seul ensemble ; il ne s'agit pas du produit d'un arrachement à partir du socle dans le fond du synclinal (J. V., 1953 a), processus qui doit être mis en cause ailleurs : ici, les lames de Trias et spilites, sans éléments cristallins, représentent avec le plus de probabilité la base d'une assez vaste écaille de couverture charriée, formée par gravité antérieurement au plissement intense du socle. Les paquets de spilites et Trias en position anormale plus à l'W doivent provenir du même processus et de la même phase tectonique, mais peuvent appartenir à une autre écaille plus réduite et un charriage moindre.

6. Notion et vestiges d'un synclinal du Vénéon (fig. 7). — La position profonde du synclinal du versant SW du Graou, l'abaissement vers le S de la surface de base du Trias à l'W du Jandri, le plongement d'axe vers le S ou le SE des extrémités de synclinaux du bord N de la vallée du Vénéon entre Tête Moute et Vénosc conduisaient déjà à une première notion d'abaissement de la surface structurale du socle vers l'axe de la vallée du Vénéon entre Saint-Christophe et le synclinal de Vénosc.

Or, au S, la disposition du système synclinal du synclinal de Vénosc entre le Vénéon et le lac de la Muzelle est très caractéristique au même point de vue, les Têtes de Luranou et la Roche de la Muzelle représentant un puissant soulèvement anticlinal à la bordure S d'une région tectoniquement déprimée axée sur la vallée du Vénéon.

On mettra en rapport avec ces traces indiscutables du synclinal du Vénéon la présence d'un minuscule lambeau de Trias conservé sur le Cristallin près de la crête N de la Coche de Lanchâtra vers 1.900 m d'altitude.

On remarque d'autre part qu'aucune structure tectonique ne se prolonge, entre Le Bourg-d'Arud et Champhorent, d'un versant à l'autre de la vallée. Il est possible que, dans le détail de l'agencement des charnières des plis synclinaux, le fond d'un synclinal du Vénéon apparaisse le plus précisément dans un prolongement vers le SE du petit faisceau synclinal des corniches de Rabegtant ; les autres synclinaux, transversaux, viendraient se souder à cette structure axiale comme on a vu le synclinal de Rif du Sap se joindre à la branche N du synclinorium de l'aiguille de Morges : il en serait ainsi, par exemple, des synclinaux de la Belle Étoile et de la Combe Taillis.

Ce synclinal du Vénéon ne semble pas dépasser, à l'E, la structure synclinale de bordure W du brachyanticlinal des Écrins, à laquelle il doit se souder au voisinage de l'affleurement de Trias et Lias du Graou.

Ainsi peut se préciser la notion juste d'un synclinal transversal du Vénéon, due à P. Termier (1896). La présence d'un tel synclinal conduit à séparer, dans la zone anticlinale occidentale du haut massif, deux masses relativement individualisées : la zone plateau de Paris-Jandri au N et la zone Muzelle-Olan au S.

7. La zone Muzelle-Olan et le synclinal de Vénosc, du lac de la Muzelle à Navette (pl. 1 A). — La nature anticlinale des soulèvements orographiques de la Roche de la Muzelle et des Têtes de Luranou est décelée par l'élévation d'axe des synclinaux situés au N ou la fermeture de leurs affleurements de couverture contre des accidents chevauchants. Il y a ainsi, selon une ligne ESE passant au lac de la Muzelle, un véritable front ou flanc d'anticlinal peu régulier, caractéristiquement jalonné de chevauchements locaux. On remarque que ce front se poursuit à l'W du synclinal de la Muzelle, intéressant, avec la région de la Muzelle-Luranou, une région plus occidentale du pic du Clapier de Peyron. Il faut ajouter qu'une telle structure ne peut en rien être assimilée à une simple faille de grand rejet, telle que l'indiquait P. Bellair (1948).

La vaste région anticlinale Muzelle-Olan, zone S de la région occidentale du haut massif, ne contient, au S de ce front et en dehors des bordures quasi linéaires, aucun affleurement de couverture permettant d'y situer des points d'une surface structurale du socle.

La morphologie y présente cependant un trait qu'il ne semble pas hasardeux de mettre en rapport direct avec la tectonique : l'alignement de dépressions passant par le col des Berches, le tronçon supérieur de la vallée de la Bonne, le col de Turbat et le vallon du Clot peut être en effet le vestige d'un axe synclinal prolongeant vers le S, puis le SE, le synclinal de la Coche de Lanchâtra et l'unissant à la cuvette de l'aiguille de Morges dans laquelle il pénétrerait par le synclinal du torrent de Trouba (et accessoirement par celui de la Draye des Lauzes). Une telle origine tectonique peut expliquer la direction aberrante des tronçons de vallées ci-dessus désignées et la coïncidence approchée de leurs axes. Ce synclinal, dessinant un arc plus tendu que celui du synclinal de Vénosc correspondant mais de même sens de convexité, séparerait à l'W de la partie principale de la zone Muzelle-Olan un repli anticlinal en forme de croissant effilé aux deux extrémités. Mais l'altitude des crêtes de Cristallin qu'il doit franchir (col des Berches, 2.941 m) montre qu'il ne saurait être profond.

A partir du lac de la Muzelle en allant vers le S, le synclinal de Vénosc acquiert sur un long parcours une apparence de fossé tectonique très étroit et profond qui a frappé les observateurs. Il dessine en plan d'abord un arc très tendu, puis, après une zone de courbure beaucoup plus accusée au col de la Vaurze, prend de Villard-Loubière à Navette une direction moyenne à 60° environ de la première, affectée de quelques sinuosités. L'ensemble forme un grand arc plus accusé mais de même sens de convexité que l'arc N qu'il relaie dans l'enveloppement synclinal du haut massif. La partie tendue du lac de la Muzelle au col de la Vaurze peut être décomposée en éléments quasi rectilignes reliés par des sections courbes d'assez faible extension.

Le socle ne comprend que du Cristallin, gneiss surtout et çà et là granite, la série cristallophyllienne comprenant les bancs puissants de cipolins blancs des bas versants SW de la Roche de la Muzelle et de l'aiguille de Marmes,

qui ont été exploités et courent à peu près parallèlement au synclinal, à faible distance, à travers un de ses flancs.

La série de couverture montre çà et là, en place sur le socle, des lambeaux de Trias tous localisés au flanc E du synclinal à l'exception de la zone basse au S du Désert-en-Valjouffrey et surtout de la zone représentant le fond du synclinal à Villard-Loubière et dans le lambeau du Châtelard. Ce Trias comporte un niveau détritique gréseux de base qui, à quelques centaines de mètres au S du col des Marmes, devient un véritable conglomérat à galets de gneiss. A proximité de ce point, le niveau de calcaires et dolomies triasiques constitue des reliefs ruiniformes qui m'ont paru provenir, non de cargneules ou de dolomies ruiniformes, mais d'un véritable poudingue intraformationnel à gros éléments ; il s'agirait donc d'une formation assez spéciale dont la présence méritera vérification.

A partir du col des Marmes vers le SE, des spilites accompagnent le Trias, d'abord çà et là, puis en cortège régulier annonçant les régions riches en spilites de Morges-Champoléon, pour montrer déjà des affleurements assez puissants au SE du col de la Vaurze ; ici, à la bordure SW des affleurements sédimentaires du synclinal, les spilites viennent reposer directement sur le Cristallin.

Les calcaires du Lias et les schistes superposés qui forment l'essentiel du contenu sédimentaire jusqu'au NW de Villard-Loubière, où ils disparaissent en fond de synclinal, ont apparemment une ordonnance monoclinale, donc essentiellement dissymétrique, dans le synclinal jusqu'au S du col des Marmes, mais affectent une disposition synclinale normale symétrique au col de la Vaurze. Dans la grande région de dissymétrie, les schistes sont rejetés à l'W, c'est-à-dire que, en première approximation au moins, le synclinal du socle renferme ici, du Trias aux schistes jurassiques, une série éventuellement complète sur son seul flanc E. D'après ce que l'on a vu plus haut, une telle disposition des éléments de couverture révèle le plus généralement des actions tectoniques antérieures à la formation du synclinal et n'exprime pas l'effet de grandes failles longitudinales au synclinal.

C'est du lac de la Muzelle jusqu'au point où ses affleurements disparaissent vers 1.600 m sous le Quaternaire du Valsenestre que le synclinal a l'apparence d'un fossé tectonique la plus remarquable en raison de son étroitesse particulière, celle-ci s'abaissant à quelques dizaines de mètres entre le lac et le col de la Muzelle. Les pendages des flancs, là où l'on peut les évaluer, sont partout très forts, subverticaux. Au col, il doit exister un léger chevauchement du Cristallin sur les deux bordures de Sédimentaire.

Le lent évasement vers le S à partir du col aboutit très progressivement à une zone élargie en triangle formant confluence et au front de laquelle, au flanc W du col des Marmes, le synclinal bute contre le pic de Valsenestre (fig. 36). Le rambeau SW de la confluence contient exclusivement des schistes qui vont se coincer en petit synclinal pincé sur l'arête NW du pic de Valsenestre, point au-delà duquel il est prolongé par un accident qui sera ultérieurement

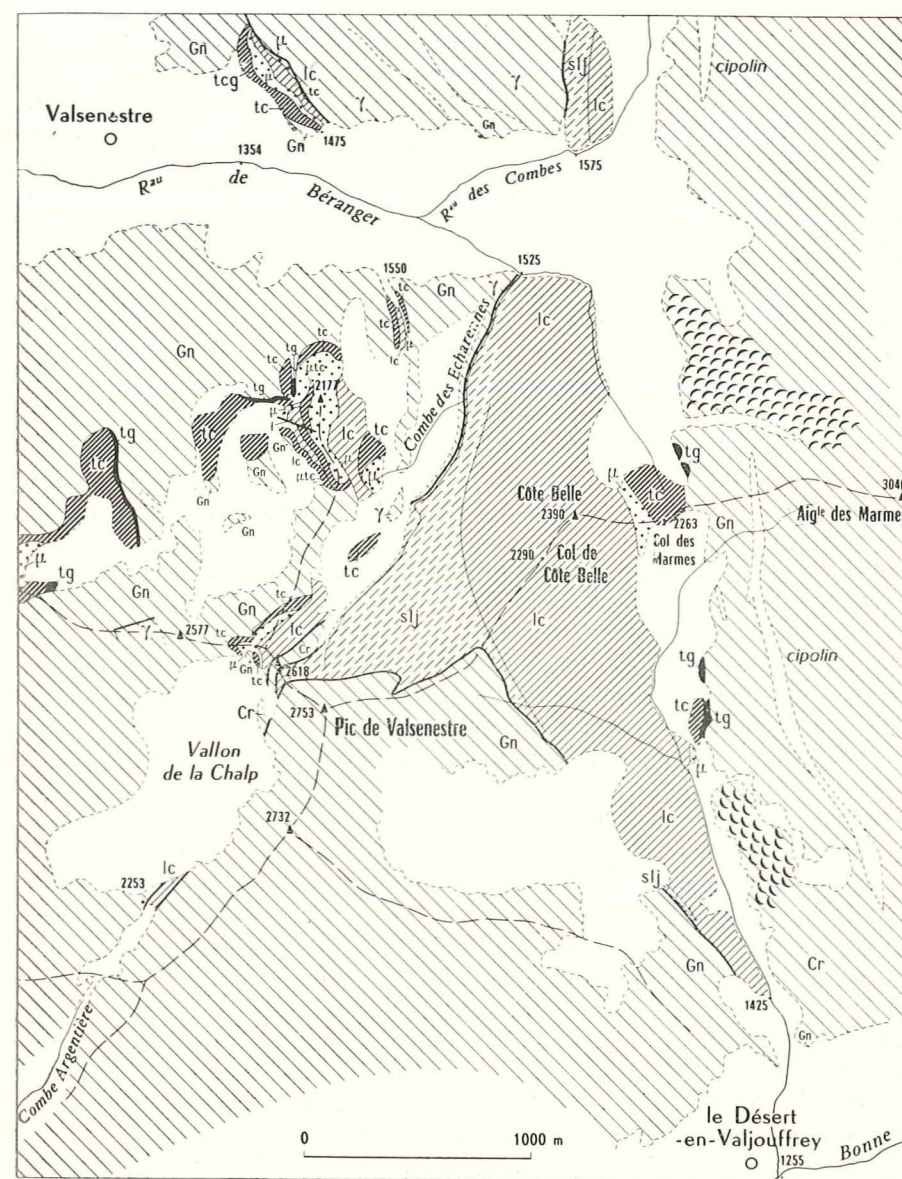


Fig. 36. — Région du pic de Valsenestre, entre Valsenestre et Le Désert-en-Valjouffrey (pour la légende, voir fig. 4).

décrit. Le Cristallin du pic de Valsenestre doit chevaucher assez fortement les schistes.

Les relations de cette poche avec les accidents du Valsenestre à l'W devront être examinées avec la description de ces derniers. P. Bellair (1948) parle ici de convergence de trois synclinaux ; on verra que cette notion, très approximative, est sans doute en partie inexacte.

Le synclinal dévié au SSE, large de 1 km au passage de l'arête col des Marmes-col de Côte Belle, se rétrécit cette fois beaucoup en perdant de la hauteur jusqu'à nouveau à quelques dizaines de mètres seulement, mais en fond de vallon des deux côtés du Quaternaire de la vallée de la Bonne. Les quelques contacts observés sur le flanc E, à la base des grès triasiques vont d'un pendage vertical à 60° environ de superposition normale.

Au S de la Bonne, la base du synclinal émerge à 1.350 m environ d'altitude du Quaternaire, avec des schistes noirs, puis du Lias calcaire entre deux flancs de Trias et est affectée d'une torsion locale (plutôt que d'un chevauchement). A nouveau, le synclinal de Sédimentaire se rétrécit beaucoup entre des bordures subverticales de Cristallin jusqu'à n'avoir plus qu'une cinquantaine de mètres de largeur à mi-hauteur du versant, après quoi il s'évase encore en relation avec un adoucissement de l'inclinaison de l'un et l'autre flanc. Il a ainsi 600 m de largeur au franchissement de l'autre col de la Vaurze-pic des Scies de Sainte-Anne, limite à partir de laquelle il tourne encore et s'oriente SE, en moyenne, jusqu'à Villard-Loubière (fig. 37).

Au col de la Vaurze, la bordure NE montre au contact du Cristallin : 6 m de cargneules avec débris cristallins, suivis dans l'ordre par 1 m de marbre zoné blanc et rose et 4 à 5 m de calcaires pyriteux. Il y a donc une incontestable brèche tectonique à la base de la série de couverture.

Sur le versant SE du col de la Vaurze, les affleurements sédimentaires du synclinal dessinent une trace sinueuse et s'étalent dans une *nouvelle zone élargie*, très différente d'allure de celle de Valsenestre. Elle rappelle en effet le dessin d'une monstrueuse hernie grossièrement ovale de grand axe NNW recoupant localement à environ 45° celui du synclinal (fig. 37). L'avancée du Cristallin du Péou, au NW, y chevauche le Lias calcaire. L'ensemble du contenu sédimentaire s'y montre très bouleversé, avec multiples contournements des strates, le plus souvent subverticaux, du Lias et au moins deux digitations de cargneules triasiques et spilites pénétrant dans le Lias à partir de la bordure inférieure à l'E ; mais de telles complications peuvent être ici connexes de la déformation synclinale du socle et les digitations anticlinales présentent la même direction que le synclinal principal localement.

Comme on le verra, cette *poche synclinale*, loin d'être située au hasard sur le trajet du synclinal de Vénosc, est en relation avec un synclinal du Bas Valgaudemar, structure profonde occidentale dont elle marque la jonction.

Une dernière gouttière termine à partir de là, en pointe dirigée au SSE, prolongeant à peu près le grand axe de la poche, la zone d'affleurement de couverture du synclinal de Vénosc au N de la Séveraise ; elle ne montre

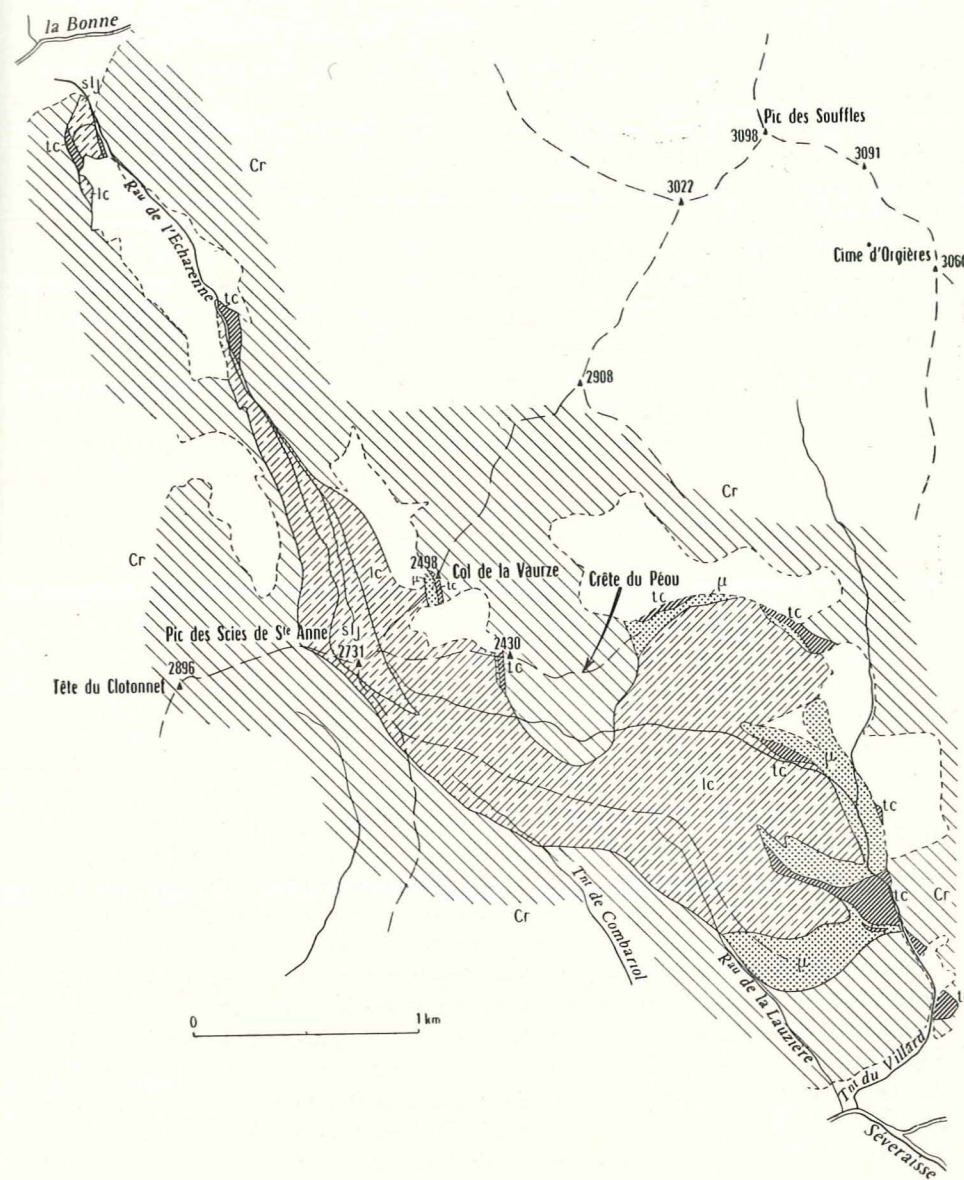


Fig. 37. — Synclinal de Vénosc entre la Bonne et la Séveraise (pour la légende, voir fig. 4).

plus que des dolomies ruinformes en grande partie déblayées par le torrent du Villard dont le fossé synclinal a fait le lit.

Au SE, le synclinal vient donc s'ouvrir assez apparemment au niveau de sa charnière à moins d'une centaine de mètres au-dessus du fond du Valgaudemar à Villard-Loubière.

P. Termier (1896) et à sa suite P. Bellair, mais avec l'interprétation tectonique radicalement différente d'une translation par le jeu d'une grande faille de décrochement, ont admis que le synclinal du col de la Vaurze devait trouver son prolongement à Navette, vers l'ESE. La prévision de l'existence d'une structure synclinale ininterrompue (fig. 38), conforme à l'idée de P. Termier, pouvait être vérifiée par des observations nouvelles. C'est ce qu'il m'a été donné de faire avec un succès complet, sur le terrain en 1951, à partir des données de la cartographie I. G. N. au 20.000^e (cf. J. V., 1951 b, 1952 b).

Un premier accident morphologique se situe à un bas niveau rive N de la Séveraisse ; Villard-Loubière s'appuie à une petite crête de Cristallin courant entre la rivière et un sillon alluvial, cultivé, vallonement suspendu un peu au-dessus du fond de la vallée (quelques dizaines de mètres) et aboutissant à un petit col. Le second accident morphologique en cause se situe de l'autre côté de la Séveraisse, sur la crête descendante bordant à l'W la base du vallon de Navette ; cette crête forme entre 1.500 et 1.600 m d'altitude, immédiatement au-dessus et à proximité des anciennes recherches de cuivre et plomb du Châtelard, un assez large replat isolé.

Or, il existe dans les pentes dominant le replat du Châtelard un groupe d'affleurements définissant un synclinal pincé de Trias, spilites et Lias, d'environ 1.500 m de longueur et orienté en moyenne W 15° N. Il débute à l'W vers 1.700 m d'altitude en formation subverticale de calcaires triasiques, exactement orientée en direction de la pointe ESE du vallonement suspendu de Villard-Loubière. Peu à l'E, il s'y révèle la présence de deux replis synclinaux, localement distincts. Le synclinal plonge dans le versant de Navette, en direction précise de l'extrémité de la pointe synclinale de Navette et le Trias ne disparaît de ce côté, vers 1.400 m, que sous les éboulis.

Tandis qu'à une extrémité, ce sont les bordures de ce synclinal (filon intracristallin et contact Cristallin-Trias) qui ont fourni le gîte métallifère, vers l'autre extrémité ses calcaires ramassés 600 m plus bas dans le cône de déjection de la Draye de l'Uverte ont alimenté un ancien four à chaux démoli en 1928 pour laisser passer la route actuelle de La Chapelle-en-Valgaudemar (renseignement oral du guide Marcel Vincent recueilli en 1951, au retour même de la reconnaissance de l'affleurement).

Ajoutons qu'on peut observer, en relation évidente avec le synclinal ici, la présence d'une assez vaste bande de Cristallin feuilleté parallèle au synclinal dans le versant au N de la Séveraisse, bien visible dans le paysage.

Enfin, dans le trajet de ce long secteur, le synclinal de Vénosc présente vers le SE une élévation d'axe observable, la charnière définie à la base du Trias

en devenant visible aux affleurements dans la vallée de la Séveraisse. Si, au Désert-en-Valjouffrey, les sédiments de couverture encaissés dans le synclinal s'abaissent encore peut-être au-dessous de 1.000 m d'altitude, à Villard-Loubière, on observe cette fois leur fond à 1.100 m, après quoi ce fond s'élève, au S de la Séveraisse, au-dessus de 1.650 m entre la Draye de l'Uverte et Le Châtelard avant de plonger à nouveau dans la cuvette de l'aiguille de Morges. Mais on n'a aucune indication sur la profondeur réelle du synclinal dans la longue zone où ses affleurements recoupent toute la topographie

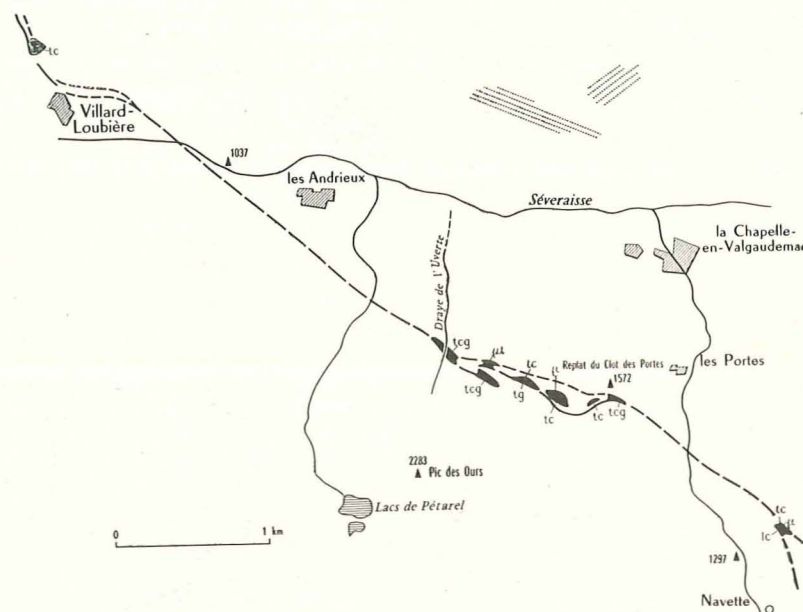


Fig. 38. — Affleurement synclinal entre Villard-Loubière et Navette.
Tiré : charnière synclinale, contacts Cristallin-Sédimentaire cachés, lignes structurales (pour le reste de la légende, voir fig. 4).

et notamment aux points où le pseudo-fossé qu'ils remplissent en surface est le plus étroit. Étant donné que ses dilatations principales correspondent à l'aboutissement de vallées synclinales et ses rétrécissements à la traversée ou au côtoisement des zones anticlinales, comme cela a été vu en partie et sera précisé plus loin pour le reste, on pourrait supposer qu'il existe sous les parties les plus étroites (col de la Muzelle, vallée de la Bonne) des surélévations d'axe locales, « cols » structuraux marquant le franchissement d'anticlinales transversaux.

La détermination de l'allure géométrique des coupes transversales du synclinal du socle (fig. 39) est *pro parte* liée à celle des données sur la position de son fond.

En bien des points, en tout cas, le dessin de la coupe apparaît comme celui

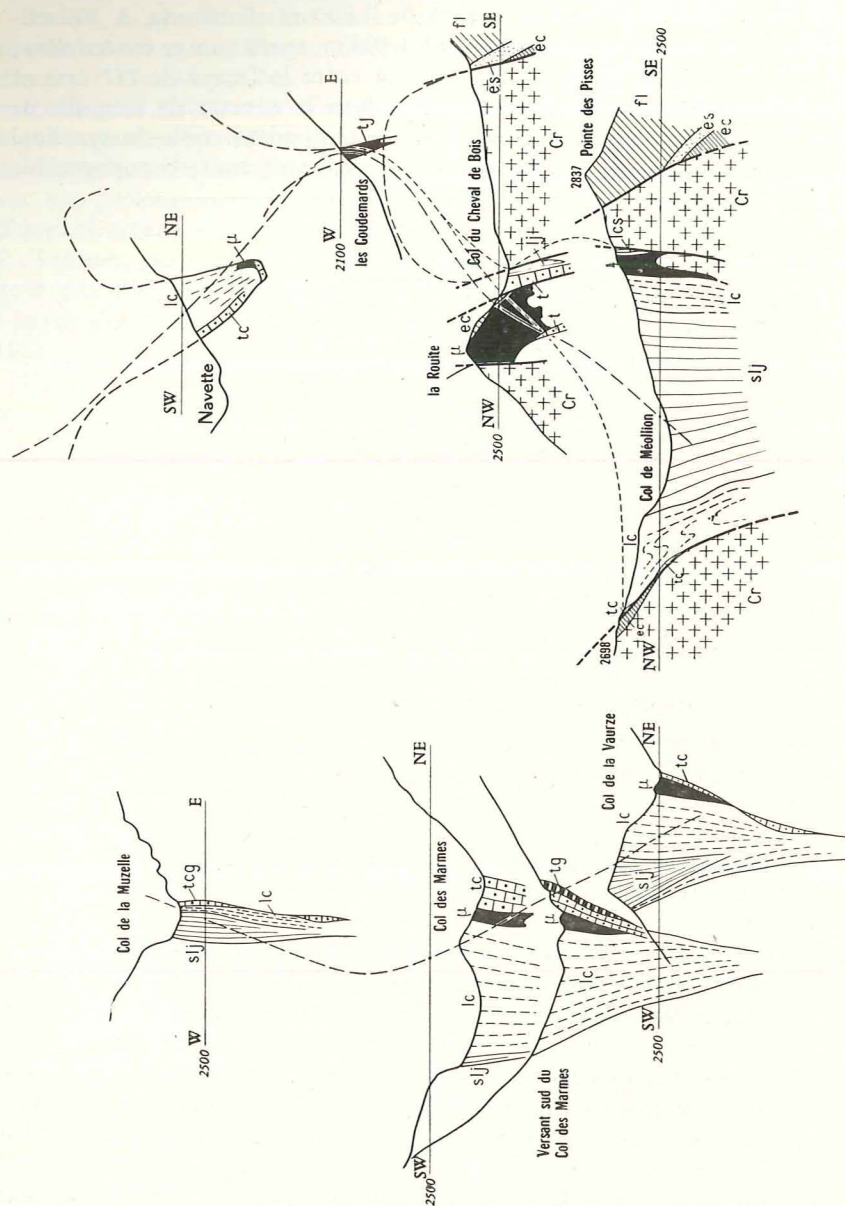


Fig. 39. — Coupes synclinales du col de la Muzelle au col de Méollion (pour la légende, voir fig. 4).

d'un V toujours aigu, plus ou moins droit et probablement avec des branches ayant tendance à s'écarter vers le haut sous un angle de plus en plus ouvert, selon un style typiquement pincé.

Au col de la Muzelle, l'extrapolation des données pour le moment connues aux affleurements conduirait à définir une structure s'élargissant un peu, non vers le haut, mais vers le bas, puisque, d'une part, les deux bordures cristallines chevauchent légèrement la couverture au col et que, de l'autre, aussi bien au N qu'au S, le pseudo-fossé s'élargit légèrement à mesure que diminue l'altitude de la surface topographique. Cependant, le processus de dilatation et de rétrécissement d'ensemble du synclinal le long de son parcours est un fait incontestable. En l'absence d'un certain nombre de mesures du pendage de la bordure cristalline en divers points, on ne peut se fonder sur la seule observation des chevauchements du col pour adopter l'hypothèse d'un profond synclinal s'élargissant plus ou moins en profondeur. De plus, le chevauchement des bordures cristallines affectant des prismes étroits de terrains de mauvaise résistance et au pied des arêtes escarpées de la Roche de la Muzelle et du pic du Clapier de Peyron peut, tout comme au bas de versants raides, ne provenir que d'un simple effet de gravité au versant, balancement superficiel ou affaissement plastique équivalent des masses rocheuses.

La nature synclinale même du synclinal de Vénosc est particulièrement mal apparente du lac de la Muzelle au col de la Vaurze. Elle est cependant, à mon avis, entièrement démontrée par les rapports observables entre les termes de la couverture et ce socle, et notamment par la présence, à tous les niveaux, de lambeaux plus ou moins étendus de Trias intégralement conservé et redressé avec le socle. Il est certain qu'en maints endroits doivent se définir des failles directionnelles plus ou moins locales et des laminages des flancs du synclinal, mais les uns et les autres de ces accidents ne peuvent représenter que l'étirement ou le déchirement des flancs du pli exagérément déformés. Il n'y a pas, comme voulait le voir P. Bellair, de fossé tectonique et *le synclinal ne montre pas de différence essentielle de structure avec les autres synclinaux pincés du massif.*

C. — *Le Sirac et les terminaisons S du haut massif et du synclinal de Vénosc* (fig. 2 ; pl. 1 A).

Le Sirac (3.440 m) est la culmination d'un chaînon dont l'altitude moyenne reste aussi élevée que celle des crêtes de la zone occidentale du haut massif.

Séparé du brachyantoclinal des Écrins par le synclinal du glacier de Surette, partie du système synclinal de Vénosc, il lui reste cependant bien soudé dans l'orographie et même tectoniquement en raison de la forte élévation de l'axe du synclinal. Dans toutes les autres directions, morphologie et orographie délimitent nettement cette petite unité tectonique ceinte de vallons et de cols et environnée de zones montagneuses toutes sensiblement moins

élevées. L'éperon qu'elle forme à l'W séparant les deux branches principales de la cuvette synclinale de Morges, le système du synclinal de Vénosc envoie, par le synclinal S de la cuvette, un rameau partout sensiblement plus profond qu'au N et qui limite le soulèvement du Sirac sur toute sa bordure SW.

Cette disposition tectono-orographique justifie l'inclusion du Sirac dans le haut massif.

Au SE et au S, le Sirac forme sur une certaine distance la *bordure des affleurements des zones élevées du socle du Pelvoux*. On atteint ici la grande zone de bordure caractérisée par l'apparition de la *couverture priabonienne*.

Le Sirac se présente comme un *brachyanticlinal irrégulier, couvrant une surface grossièrement triangulaire*. Au S, une sorte d'appendice en position sensiblement déprimée termine l'édifice triangulaire du socle, formant l'extrémité S de tout le haut massif.

Les indications que l'on doit pouvoir acquérir sur la tectonique élevée de ce soulèvement ne semblent pas toutes connues. P. Gidon (1954 b) a annoncé en effet la présence de calcaires de faciès triasique dans les éboulis du vallon de la Pierre, mais le ou les gisements en place de ces roches ne sont pas encore déterminés. Il en résulte néanmoins une première notion s'il ne s'agit pas de vieux cipolins : celle d'une surface structurale du socle encore conservée çà et là sur les crêtes du Sirac et de Verdonne. Par contre, la formation pétrographique que P. Gidon (*ibid.*) signale comme traversant la crête des Bouchiers au N du point 3.036 ne peut donner aucun renseignement sur l'emplacement de la couverture disparue : il s'agit, de toute évidence, de tronçons d'un filon de quartz hydrothermal ramifié, aux pendages variables (fort pendage S au passage de la crête) ; la gangue renferme aussi de la calcite, à côté d'une minéralisation métallique en fer (pyrite et hématite).

P. Gidon a cherché également à définir une écaille de Verdonne qui formerait, en gros, le pic de même nom et serait en position très couchée sur le socle en place. Il n'existe pas le moindre signe qui permette, à mon sens, de conserver cette hypothèse.

Les deux traits principaux de structures qui marquent de leur empreinte le socle des crêtes de Verdonne sont :

- un très caractéristique réseau de filons parallèles subhorizontaux de kersantites ; on le voit à l'W, mais il est très développé surtout à travers le versant E ; ceux de ces filons qui peuvent s'observer jusqu'au voisinage de la bordure SE s'infléchissent en plongeant au S, puis au SE, avec un pendage croissant devenant fort, mais ceci assez brusquement, c'est-à-dire à proximité de la bordure : cette disposition ne peut que marquer le dessin du pli alpin du socle et trahit l'allure très lourde, à sommet large et plat de la masse anticlinale ;

- entre le pic de Verdonne et le Sirac, deux petits accidents inscrits dans

la morphologie sous l'aspect de vires ascendantes vers l'W, entaillent les parois S de la crête qu'ils atteignent, le plus net au col de Chabournéou : ces accidents obliques apparaissent comme les traces des charnières synclinales de petits plis déversés superficiels ou d'« écailles naissantes », de style purement cassant mais de même disposition.

Les bordures N (synclinaux de Malamort et du glacier de Surette) et extrême-occidentales (structures de la cuvette de Morges de part et d'autre du pic du Vallon Clos) ayant déjà été décrites, on peut examiner maintenant, tout d'abord, la *synclinal du col de la Vallette-Les Goudemards-Méollion*, qui forme toute la bordure SW du soulèvement du Sirac et par lequel le système synclinal de Vénosc, pénétrant au NW dans le massif du Pelvoux à Mont-de-Lans, en ressort au S par le vallon de Méollion (pl. 1 A, fig. 40).

Les affleurements permettant de raccorder le sillon S de la cuvette de Morges, dont les affleurements disparaissent sitôt traversé le col de la Vallette devant la coupure d'érosion du vallon de la Pierre, au synclinal de Méollion, ont été trouvés au cours d'une exploration effectivement entreprise pour rechercher le prolongement du synclinal S de Morges (P. Gidon et J. Vernet, 1952).

Il a été observé, d'une part, un minuscule affleurement interprété comme une association de calcaires triasiques et de spilites, et situé vers 2.500 m d'altitude en regard même du col de la Vallette de l'autre côté du vallon de la Pierre.

D'autre part et principalement, il a été reconnu plus bas dans le même versant, entre 2.050 et 2.200 m d'altitude, aux Goudemards, un ensemble d'affleurements synclinaux de Trias et Jurassique, recourbé et dont l'arc dessine très correctement en direction un raccord d'axes entre le synclinal S de Morges, orienté ESE, à l'W et le synclinal de Méollion, orienté S 35° W, au S.

L'élévation d'axe maxima de la charnière du synclinal S de Morges, au niveau de la base du Trias devant se situer entre 2.200 et 2.400 m d'altitude au col de la Vallette, comme on l'a vu, les *lambeaux synclinaux des Goudemards* marquent un abaissement lent, d'ailleurs irrégulier de cet axe vers le SE, puis le S, et en rapport avec lequel leurs affleurements vont s'élargissant dans la même direction.

Ils définissent une *structure pincée et déversée vers l'W*, assez couchée en général, sauf vers l'extrémité N où elle se redresse à 60° environ. Comme cette structure traverse un versant abrupt et élevé dans lequel on observe, en altitude, d'importants décollements et glissements en masse, sa position couchée a dû être tout au moins exagérée par l'effet de la gravité au versant et ne peut donc être attribuée à la seule tectonique. D'autre part, le contenu sédimentaire de couverture du synclinal pincé ne montre pas dans son ensemble de dissymétrie systématique : Trias et spilites apparaissent sur les deux flancs, d'ailleurs en lentilles affectées de broyages et de laminages ; seul

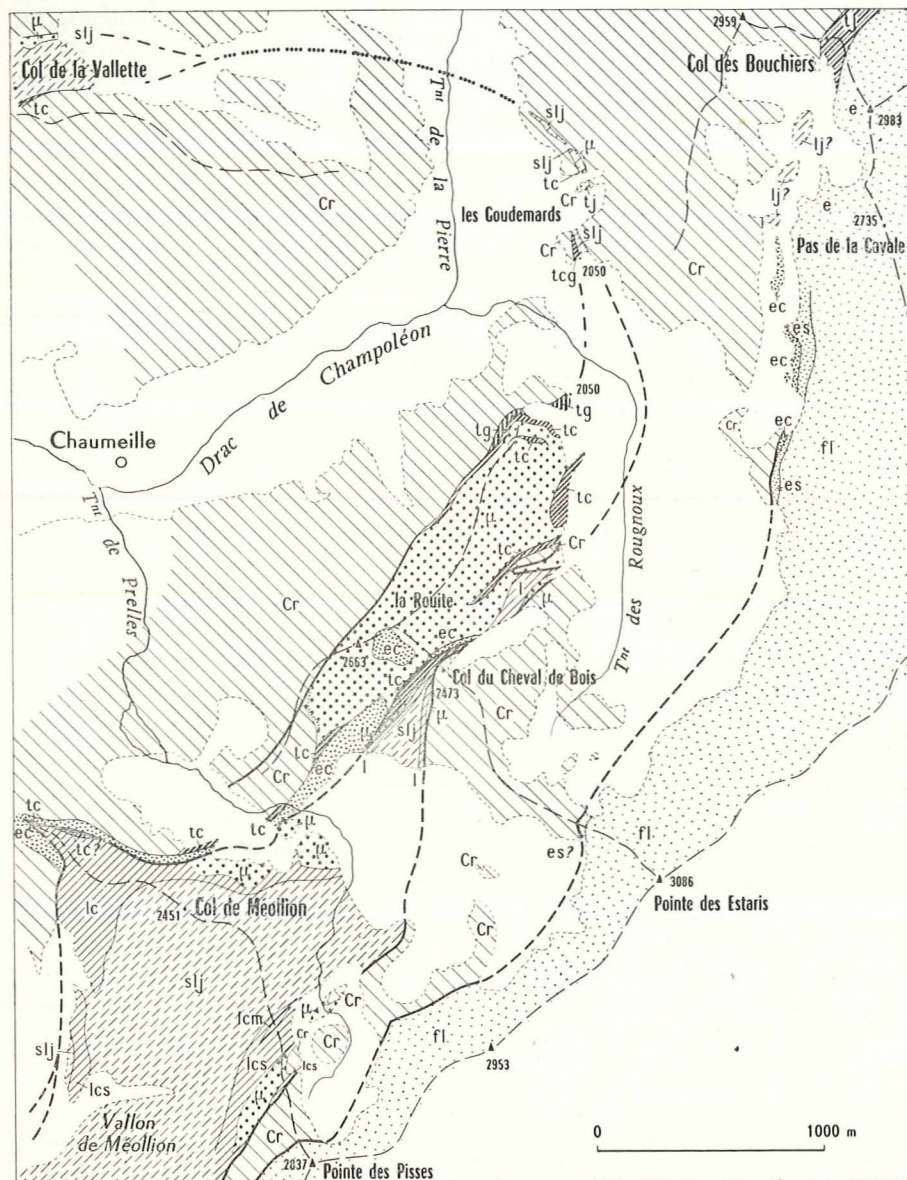


Fig. 40. — Région du Haut Drac de Champoléon
(col de la Vallette, col des Bouchiers, col de Méollion).

Points et tirets : prolongements de contacts normaux. — Tirets par groupes de points : charnière synclinale. — Tirets gras en traits pleins : prolongements cachés des failles et contacts anormaux (pour le reste de la légende, voir fig. 4).

le mince niveau de grès de la base du Trias semble cantonné à la bordure W. Mais la dissymétrie du contenu sédimentaire devient totale dans l'affleurement S, où le Trias semble à peu près complet sur le flanc W, tandis que le Cristallin chevauche à l'E les schistes jurassiques.

On retrouve la suite des affleurements de couverture des Goudemards au-delà du Quaternaire du vallon des Rougnoux sous lequel ils s'enfoncent et beaucoup plus largement développée dans le puissant complexe de spilites dans lesquels s'intercalent des calcaires triasiques, de la Rouite. Ce complexe, avec des grès de base, apparaît à son front N comme le flanc W normal, à pendage de 45°, du *synclinal déversé de Méollion*.

Ce dernier a été déjà décrit, depuis P. Termier (1896), par J. Goguel (1948), P. Bellair (1954 b), P. Gidon (1954 b) et partiellement par moi-même (J. V., 1959 a) à la suite de diverses campagnes d'observations dont certaines en collaboration avec P. Gidon et avec M. Latreille.

Le synclinal de Méollion apparaît dans son contenu sédimentaire comme une structure complexe dans laquelle une partie de cette couverture, formée de Trias et de Jurassique, avec spilites et accessoirement, vers le S, de Priabonien, vient chevaucher à l'W l'autre partie, formée de Trias, avec spilites, sur lequel reposent des conglomérats de la base du Priabonien transgressif.

Comme l'a déjà signalé J. Goguel, au col du Cheval de Bois, ces conglomérats contiennent de très gros galets allant jusqu'à 1 m de diamètre ; on constate que, reposant au N entièrement sur le Trias et les spilites, au S ils viennent rapidement s'appuyer sur le Cristallin avec quelques lambeaux de Trias calcaire, puis sur le Cristallin seul. Quant au Trias et aux spilites, à l'E comme à l'W, il semble que les grès et calcaires triasiques n'existaient pas partout lors de l'épanchement des spilites, laissant ces derniers venir par places au contact du socle cristallin.

En dépit de la complexité tectonique, je ne pense pas cependant qu'il existe ici certaines complications qu'a cru devoir définir P. Gidon, notamment dans un amortissement plastique rapide, à travers les spilites de la Rouite, du jeu cassant d'une écaille du tréfonds cristallin et dans un processus d'injection de Sédimentaire par en dessous, soit à travers la couverture elle-même, soit au travers du Cristallin de bordure. Il importe d'autre part de donner leur valeur exacte aux chevauchements et de ne pas en exagérer inconsidérément le domaine.

Dans l'ensemble, le synclinal de Méollion forme une structure un peu déversée à l'W, s'élargissant et s'approfondissant beaucoup en gagnant vers l'extérieur du massif, largement rempli, pour l'essentiel, de schistes jurassiques à partir du col de Méollion. Le chevauchement de la bordure du socle sur sa couverture s'observe à peu près exclusivement entre les vallons de Rougnoux et de Puelles ; il est bien exprimé au col du Cheval de Bois. Peut-être même se trouve-t-on ici devant un exemple de « synclinal inapparent », les schistes jurassiques, les calcaires du Lias et même des spilites pouvant passer en tunnel sous le Cristallin au contact avec le seul Trias calcaire de l'autre flanc

du pli. Quant à la valeur angulaire du renversement de la bordure cristalline, elle reste très modérée, avec un pendage de l'ordre de 60 à 70° probable.

A leur base N, dans le vallon de Rougnoux, les affleurements du synclinal montrent une petite remontée de Cristallin en coin entre une lame de Trias et des spilites, selon une disposition que l'on retrouve dans d'autres fonds de synclinaux du massif et qui n'est à mes yeux qu'un accident purement local. Un paquet de Lias butant par faille contre les spilites ci-dessus représente ici le cœur du synclinal ; il est un peu chevauché à l'E par le Cristallin auquel est restée adhérente une lentille de spilites laminés devenus terreux par broyage.

Au revers S de la Rouite, la bordure W du synclinal montre un bombement anticlinal du Cristallin situé du côté bas d'une faille locale subverticale. Je n'ai pas vu trace du pincement de la couverture en synclinal contre la faille et cet accident ne semble pas représenter une même structure du tréfonds que le coin de Cristallin du vallon de Rougnoux, faits que postule P. Gidon dans son interprétation. Son aspect curieux semble dû à l'antériorité de la faille par rapport au bombement souple du socle sur lequel paraît se mouler une couche de base de la formation calcaréo-spilitique.

Le contact anormal Cristallin oriental-Lias du synclinal de Méollion dans le vallon de Rougnoux ne peut être que la suite de celui que l'on voit apparaître dans l'affleurement S des Goudemards. Or, à partir du col du Cheval de Bois, il se développe incontestablement vers le S en se divisant en deux rameaux : à l'E, simple faille directionnelle d'étirement du flanc du synclinal du socle, lequel montre un repli secondaire sur l'arête N de la pointe des Pisses ; à l'W, le chevauchement de l'ensemble du synclinal de terrains de couverture, sans éléments du socle, sur sa bordure occidentale (plus précisément vers le NW).

Le chevauchement intéresse du Priabonien avec les terrains plus anciens ; il est donc postnummulitique. Je ne puis examiner ici ses rapports avec la tectonique de couverture de la région de Soleil-Bœuf, située au SW, rapports qui ont fait l'objet de l'étude de J. Goguel citée. Mais dans le cadre de la description que je me suis fixée, les rapports du chevauchement et des divers terrains qu'il intéresse appellent diverses remarques (fig. 39 et 40).

1° Le chevauchement prend une position de plus en plus couchée vers le haut comme cela se voit sur la crête à l'W du col de Méollion, où les calcaires du Lias, très épais, trahissent dans leur masse des replis et peut-être un écaillage, chevauchant à 45° le poudingue nummulitique en place par l'intermédiaire d'une mince lame de Trias laminé. La couverture chevauchante montre ici le début d'un repli anticlinal local déversé, écaillé secondairement, dont le flanc inverse se développe dans le fond du vallon de Méollion, où il comporte une série renversée de Lias calcaire, schistes noirs jurassiques, calcaires et schistes nummulitiques : la lisière de Priabonien du flanc inverse du Jurassique, interprétée par P. Gidon comme un lambeau de poussée de provenance lointaine, me paraît en effet plutôt

représenter, dans les conditions actuelles de l'observation, un terme transgressif sur le substratum secondaire et simplement renversé avec lui ; il a pu être plus ou moins décollé et poussé, mais son aspect de fraîcheur tectonique va à l'encontre de l'hypothèse d'une origine tectonique lointaine que son faciès stratigraphique ne justifie pas (voir in J. V., 1959 a, une discussion plus complète de ce point).

2° Le synclinal chevauchant ne montre, malgré son amplitude, aucun affleurement de Tertiaire inséré dans ses schistes jurassiques. Il est significatif que le seul affleurement de Tertiaire engagé dans le chevauchement soit celui de la lisière du vallon de Méollion. Il y avait donc un synclinal anténummulitique. A la Rouite, les témoins d'érosion du conglomérat nummulitique trahissent, dans le substratum du chevauchement, un fort redressement (pendage de 40° près du sommet de la Rouite) de la surface de transgression dans le même sens que le flanc du synclinal défini à la surface structurale du Cristallin, mais le Nummulitique vient ensuite, vers le SW, s'appliquer directement sur le socle.

Ainsi, le *chevauchement postnummulitique s'est peut-être greffé sur un pli anténummulitique, mais de façon imparfaite, en le recoupant en biseau.*

Deux autres aspects caractéristiques s'observent concernant le Nummulitique du substratum du chevauchement :

— Au N du vallon de Méollion et jusqu'aux abords du fond de ce vallon, le Nummulitique ne comporte qu'un poudingue de base, peu épais et à élément souvent volumineux (en dehors même du col du Cheval de Bois ; jusqu'à 40 cm de diamètre à l'W du col de Méollion pour la zone observée) ; il n'y a ici aucune trace des termes supérieurs de la « trilogie priabonienne », alors qu'à quelques centaines de mètres au SW (Montagne de Cédéra), comme à l'E, le Nummulitique compte ses trois termes et atteint une épaisseur du même ordre que cet intervalle de séparation. Par ailleurs, le Nummulitique réduit ne se trouve, sous la surface de chevauchement, qu'en lambeaux discontinus, laissant le Lias calcaire venir localement jusqu'au contact du Cristallin de Cédéra.

Il résulte de ces derniers aspects que *le chevauchement s'est fait au NE, sur une région marquée par la lisière extrême de la transgression priabonienne.*

On doit noter, d'autre part, ici, le contraste absolu que montre le Priabonien entre sa mince frange littorale et, à quelques centaines de mètres à peine, l'épaisseur considérable de sa série, développée dans son terme Flysch supérieur. Ce grand contraste ne peut être attribué seulement aux replis tectoniques du Flysch ; il évoque la présence ici du *bord d'une région de subsidence priabonienne active à la lisière même de la région aujourd'hui occupée par le massif du Pelvoux.* La brusquerie de la flexure-limite rappelle celle des divers accidents, que l'on peut considérer comme analogues, bien que produits en conditions continentales, observés dans le Permien du massif de l'Argentera.

Dans l'aspect d'ensemble du système synclinal de la bordure SW du Sirac,

on notera son tracé *nettement arqué, fortement convexe vers l'E*, ce qui, en raison de la faiblesse relative des élévations d'axe de sa charnière, finit de définir une *branche principale du synclinal de Vénosc dessinée en S* (d'ailleurs très déformé, avec une boucle N monstrueusement grossie) et *traversant tout le massif du Pelvoux selon une direction moyenne NNW* (fig. 2 ; pl. 1 A).

A l'E du synclinal de Méollion, *une lame arquée de gneiss* épousant la courbure synclinale et s'effilant au S pour se terminer en mince feuillet dans le haut versant E du vallon de Méollion *forme l'extrémité S du brachyanticlinal du Sirac*.

On a vu qu'à son flanc W, cette lame montre une tectonique à phase finale très cassante. A l'E, comme l'ont tout d'abord montré les observations que M. Latreille et moi-même avons faites à la pointe des Pisses, le contact du Cristallin et du Sédimentaire est un contact anormal. Ici, c'est l'épaisse série nummulitique orientale qui se trouve au contact des gneiss du socle. Dans toute la partie S de ce contact, les bancs du Flysch sont très nettement tranchés en biseau contre une faille directe faisant plonger sous eux le Cristallin selon un angle relativement modéré (40 ou 50° à la pointe des Pisses), peut-être abaissé secondairement par l'effet de gravité au versant. La faille simple change d'allure vers le N : on assiste à l'apparition progressive des termes inférieurs du Priabonien le long d'une bordure cristalline très redressée. Au SW du Pas de la Cavale, le premier affleurement S du terme de base, formé de grès calcaires, avec un grès schistoïde vert brunâtre, apparaît en lambeau très laminé ; l'aspect du conglomérat de base reste vers le N, au moins sur quelques centaines de mètres, très tectonisé, c'est-à-dire laminé, schistoïde, à galets exagérément aplatis.

Ainsi, la lame arquée qui termine au S les zones d'affleurements topographiquement élevés appartenant au haut massif du Pelvoux montre les caractères d'une surrection postnummulitique très énergiquement exprimée (fig. 39 et 40).

On ne peut en dissocier le chevauchement de la couverture du synclinal de Méollion, greffé sur sa bordure W au col du Cheval de Bois. La surrection du socle et le chevauchement de la couverture, tous deux postnummulitiques, sont de même sens et se sont effectués selon des traces approximativement parallèles. L'ensemble définit *un assez puissant repli extrusif postnummulitique du socle, chevauchant vers l'W, de style cassant*, englobant un ruban épais de la bordure SE du massif du Pelvoux. On peut admettre qu'en profondeur c'est seulement un flanc du synclinal anténummulitique du socle de Méollion qui s'est trouvé engagé dans l'ensemble cassant chevauchant, mais il a nécessairement poussé le contenu de terrains sédimentaires du synclinal (contenu aux dépens duquel s'est formé un repli anticlinal secondaire, sans autre intervention du socle).

Le repli extrusif est *néanmoins resté très largement soudé au soulèvement principal dont il dépend* et l'on a vu l'atténuation de ses accidents cassants marginaux dans cette direction. Il est donc impossible de le faire entrer

dans une unité tectonique plus extérieure par rapport au massif, comme l'a tenté P. Bellair (1953 ; critique par P. Gidon, 1953).

La bordure E des affleurements du socle du Sirac traverse les crêtes de Verdonne au col des Bouchiers (2.930 m) et longe le vallon de la Selle de ce col à la Cabane du Jas Lacroix (fig. 17 et 41).

La tectonique en est simple et uniforme ; il s'agit *d'un flanc de pli plongeant normalement sous la couverture, mais avec une forte inclinaison* et à peine ondulé. La déformation de la masse cristalline monoclinale apparaît dans le plongement (progressif, mais rapide) vers la bordure, au ravin de la Saume, des filons de kersantites dont le réseau de feuillets subhorizontaux est profondément imprimé dans le paysage, à partir d'une petite distance de là, à travers tout le versant E des pointes des Bouchiers et de Chanteloube. Mais le contact du socle et de sa couverture est également affecté en maints endroits d'énergiques laminages intéressant à la fois le Cristallin et la base de la série sédimentaire et ayant produit en divers points (notamment dans le ravin de la Saume, près du champ Rond) des mylonites (*s. str.*), ce qui montre l'extension jusqu'ici de cette tectonique de contact observée plus au S.

La série sédimentaire de couverture qui longe la bordure cristalline dans le vallon de la Selle comprend, on le sait depuis P. Bellair (1954 b) et P. Gidon (1954 b), à la base : du Trias et du Lias, avec des spilites, et au sommet le Nummulitique. Cependant, la place que prennent les terrains secondaires dans cette série locale a été considérablement sous-estimée, point qui sera précisé dans la description de l'échelle du Peyron des Claux : il a été systématiquement désigné, comme « calcaires à Nummulites », du Lias caractérisé par son litage typique et ses Bélemnites bien visibles, parfois peu déformées et comme schistes nummulitiques, des schistes noirs succédant régulièrement au Lias dans l'ordre stratigraphique normal Trias-Jurassique, et dont l'allure est aussi typiquement celle de tous les schistes jurassiques des synclinaux intérieurs du massif du Pelvoux. De ce fait, P. Gidon a été conduit à donner ici une épaisseur anormale (quasi monstrueuse) au niveau des schistes priaboniens et certaines relations tectoniques ont échappé à l'observation.

A la suite de mes propres investigations sur le terrain, je conserve un doute au col des Bouchiers, n'ayant pu trouver ni Nummulites, ni Bélemnites, dans la mince épaisseur de calcaires que P. Gidon désigne comme nummulitiques au contact des spilites.

La coupe du col des Bouchiers (fig. 42) m'a paru un peu différente de ce qu'en donnent soit P. Bellair, soit P. Gidon (*ibid.*).

Le Cristallin de la pointe des Rousses n'est pas rougi par altération pré-triasique (P. Bellair), mais bien par une imprégnation hydrothermale, celle-ci étant responsable de la formation d'autres zones très ferrugineuses, voisines mais à distance de la surface pré-triasique et pouvant être liée à la présence d'un filon de quartz épais (3 m environ, probablement) bien visible dans la paroi N. Sur ce gneiss ferrugineux (niveau 1 de la figure 42) repose

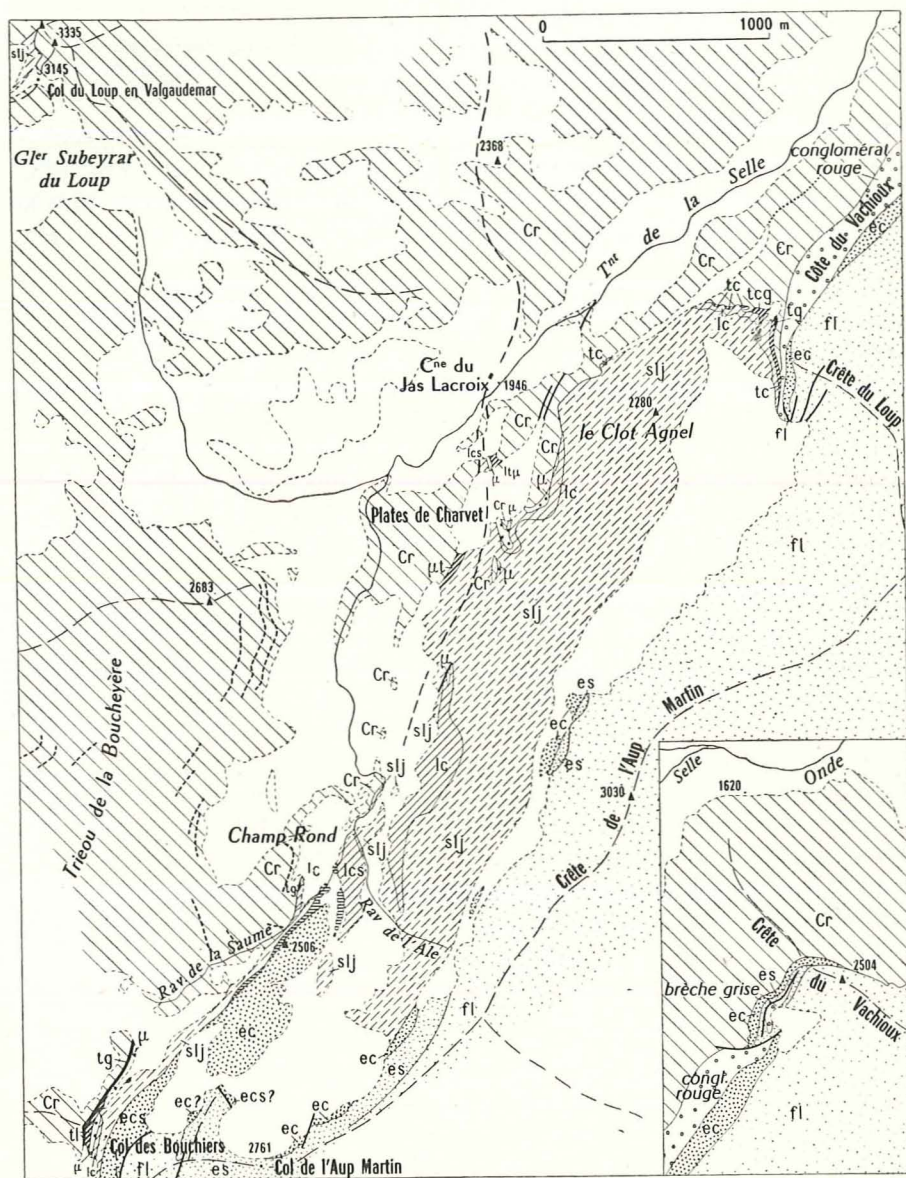


Fig. 41. — Affleurements du vallon de la Selle.

Tiretés courts : kersantites. — Hachures horizontales : calcaires gréseux schistoïdes. — Tireté gras : charnière synclinale (pour le reste de la légende, voir fig. 4).

un banc de 5 m de Trias gréseux imprégné de quartz hydrothermal et très ferrugineux (2).

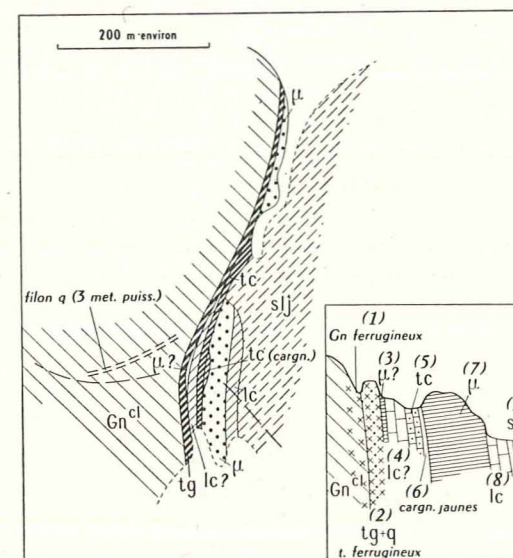


Fig. 42. — Schéma cartographique et coupe au col des Bouchiers (pour la légende, voir fig. 4).

Dans la série de très fort pendage, subverticale, j'ai noté ensuite :

- (3) spilites laminés (?), 50 cm ;
- (4) calcaires d'aspect liasique (ou triasique ?), 6 m ;
- (5) calcaires de faciès nettement triasique, 3 m ;
- (6) cargneule jaune, 50 cm ;
- (7) spilites avec schistes rouge violacé, 20 m ;
- (8) calcaires d'aspect liasique, quelques mètres ;
- (9) schistes d'aspect jurassique, 50 m environ.

Le Nummulitique ne viendrait qu'alors, sous l'aspect de calcaires et de schistes verticaux, puis de la série très discordante tectoniquement de Flysch gréseux plissé et contourné du pic de la Cavale, reposant sur les calcaires et schistes par une surface de contact anormal s'inclinant sous un angle d'environ 45° vers l'E.

On sait qu'au col des Bouchiers P. Gidon, qui ne l'a pas notée sur la crête mais en suppose l'existence dans le versant, d'après l'observation d'éboulis, et P. Bellair qui n'en précise pas les conditions de gisement, situent une lame de Cristallin entre les spilites (7) et les calcaires (8), concluant immédiatement, à partir de là, à l'existence d'un micro-synclinal du socle. L'ensemble de mes propres observations conduirait à voir, dans le matériel triasico-liasique

du col, un paquet de terrains déplacés, avec redoublements tectoniques, à l'exception des grès de base (et peut-être de spilites reposant sur ces grès). L'existence d'une esquille cristalline ne serait donc pas extraordinaire. Elle ne saurait toutefois impliquer celle d'un synclinal ; le groupe des accidents observables illustre simplement la tectonique dont l'ensemble de la bordure a été le siège.

Du ravin de la Saume aux Plates de Charvet, des lambeaux de Trias avec spilites, de Lias et des schistes jurassiques forment partout la couverture immédiate du Cristallin en série épaisse.

On observe alors que les calcaires nummulitiques de la pyramide 2.506 reposent sur cette série dans un synclinal (rompu par une faille longitudinale). Leur base apparaît nettement au front de l'éperon rocheux et comporte des calcaires gréseux.

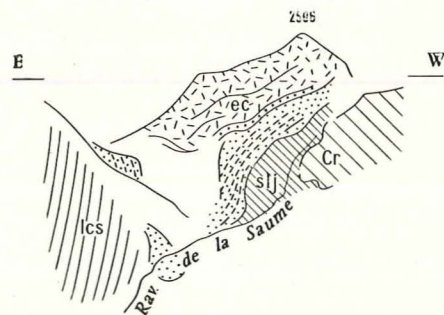


Fig. 43. — Position de la formation de calcaires gréseux schistoïdes des vallons de la Saume et de l'Ale.

Pointillé : calcaires schistoïdes. — Direction de la schistosité en tiretés (pour le reste de la légende, voir fig. 4.).

On voit de plus ici (fig. 41 et 43), suivant longuement le ravin de la Saume pour passer dans celui de l'Ale et intercalée entre le Nummulitique et les schistes jurassiques, une formation sédimentaire spéciale, dont la position stratigraphique reste à préciser. Peut-être est-elle à rattacher à la série crétacée antésénonienne de Soleil-Bœuf. Il s'agit de schistes calcaireux laminés et de calcaires gréseux en formation de teinte verdâtre olive clair, parfois rouge, de patine ocre, schistoïde par endroits, riches en nodules de calcite (alvéoles de dissolution en surface). Apparemment, cette formation ne constitue qu'un lambeau lenticulaire recouvert en légère discordance par le Nummulitique reconnaissable, marquant sous le synclinal nummulitique le cœur d'un synclinal beaucoup plus marqué.

Ce ne peut être que ce dernier qui se précise immédiatement au N, comme le montrera la description ultérieure de l'anticlinal à l'E (écaïlle du Peyron des Claux), pour aboutir au *synclinal pincé de Trias, spilites et Lias insérés dans le Cristallin*, qui s'observe entre les Plates de Charvet et la Cabane

de Jas Lacroix. Il existe ici deux barres rocheuses superposées, séparées par une large banquette de Quaternaire, sous le replat de Quaternaire des Plates de Charvet et jusqu'au Quaternaire du fond du vallon de la Selle.

La barre supérieure comporte une coupe transversale complète du synclinal (fig. 44), très partiellement entrevue par Bellair (*ibid.*). Cette coupe complexe, qui varie longitudinalement dans la succession de ses termes les plus réduits, peut se résumer comme suit, en partant de l'W :

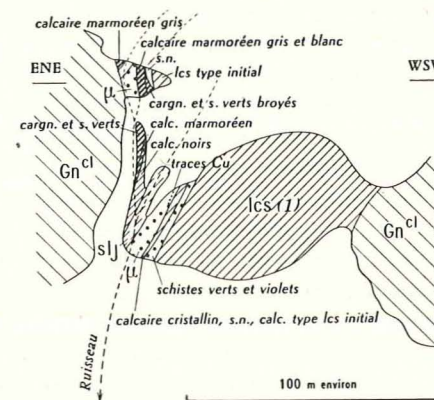


Fig. 44. — Coupe du synclinal sous les Plates de Charvet.

- gneiss chloriteux à filons de kersantites ;
- calcaires en minces bancs de type Lias schisteux : 25-30 m ;
- calcaires cristallins, schistes noirs, calcaires du type précédent : 1 à 3,50 m ;
- spilites (en partie cuprifères) : 8 m ;
- schistes noirs de type jurassique, à filonets de quartz : 2 m ;
- calcaire noir en lits minces, avec lits de calcite blanche, ou calcaires du type initial : quelques mètres ;
- calcaire marmoréen, avec mince lit rose et lits schisteux vert clair : 20 cm ;
- cargneules jaunes, schistes verts, schistes noirs, calcaire marmoréen très lité gris et blanc (ensemble désordonné ; secteur broyé de schistes et cargneules) : 1 à 2 m environ ;
- spilite vert schisteux, ou calcaire un peu marmoréen gris et jaunâtre avec lacs filonets blancs : 1 à 2 m environ ;
- gneiss chloriteux à filons de kersantites.

La bordure W du socle ayant un pendage normal d'environ 50°, l'autre bordure ne semble pas chevaucher le synclinal qui s'évase également un peu vers le haut.

La barre inférieure, formée de gneiss massif non broyé, à quelques dizaines

de mètres seulement au-dessous, ne montre d'autre accident que deux cassures de 45° à 50° de pendage E à ENE, un peu décalée vers l'W par rapport au synclinal pincé. Il y a donc fermeture nette et brusque de ce dernier dans l'intervalle.

Or il ne peut faire de doute que cette structure prolonge au S le *synclinal de la brèche E de l'Amirée Bruyère* (fig. 17 et 46), découvert par P. Gidon et il m'a paru possible de situer la racine intracristalline de l'accident dans l'intervalle.

A la traversée de la crête de Malamort, où il a été défini pour la première fois, le synclinal apparaît comme un accident couché cicatriciel dans le Cristallin, mince zone inscrite dans la morphologie sous l'aspect d'un couloir au S et d'une suite de corniches et de cassures au N et le long de laquelle s'alignent de minces lentilles de Trias et de Jurassique, en affleurement très discontinu. La plus basse de ces lentilles est un petit paquet de Trias calcaire qui se trouve vers 2.450 m d'altitude du côté N, à la Collette de Bonvoisin. A la brèche E de l'Amirée Bruyère (2.850 m environ) le synclinal de Sédimentaire s'évase assez, mais, du seul côté S de la crête, des schistes noirs jurassiques en formant tout le contenu ; ces derniers, en descendant vers le S et tandis que l'affleurement se rétrécit, viennent s'insérer entre deux flancs de calcaires du Lias et du Trias ; l'affleurement se termine vers le bas, de ce côté S, en s'effilant dans le Cristallin de la paroi rocheuse dominant le couloir S. Le synclinal est couché, en gros, à 30° ou 40° dans une direction comprise entre l'WNW et le NW.

Il est à noter qu'au-dessus du synclinal et près de la brèche, entre celle-ci et le point 2.908, un paquet isolé de schistes jurassiques pincés dans le Cristallin se trouve à cheval sur la crête.

Le synclinal couché ultrapincé dessine dans le versant N de la crête de Malamort, une trace à peu près parallèle à celle du synclinal de Malamort et 400 m au-dessus.

A la suite des premières observations, P. Gidon et moi-même (J. V., 1952 b) avons cru pouvoir prolonger cette structure par des affleurements de schistes noirs situés entre 1.800 et 2.100 m d'altitude dans le ravin à l'E de la Collette de Bonvoisin. Un nouvelle visite des lieux, suivie d'un examen d'échantillons en lames minces par les soins de R. Michel, me conduit à penser que ces schistes et les roches associées se présentent comme un matériel très laminé mais ne peuvent appartenir à la série sédimentaire de couverture ; d'autre part, la structure qu'ils jalonnent pourrait être plus orientale que celle du synclinal de la brèche de l'Amirée Bruyère.

En dépit de cela, le synclinal ultrapincé doit, comme celui de Malamort, avoir son prolongement vers la Collette de Rascrouset, et probablement par le ravin inférieur du Riou de Gerpa, dont la nature tectonisée et de mauvaise tenue des versants a dû être à l'origine, au flanc inverse de Cristallin, du glissement en masse visible en paquet disloqué vers 2.200 m d'altitude.

En définitive, à l'angle extrême NE aminci, disposé en feuillet déversé,

du brachyanticlinal du Sirac, se réalise la soudure de la branche NE du système synclinal de Vénosc et d'un système SE plus extérieur qui peut être considéré comme un homologue de la branche S du système de Vénosc-Les Goudemards-Méolion.

En raison de la torsion présentée par cette dernière, on est conduit à dessiner une terminaison pincée S du haut massif, du type amygdaloïde que concevait P. Termier. Le schéma structural du massif du Pelvoux qu'a donné ce dernier (1896) est pourtant différent, mais il n'est pas impossible que l'acuité de son analyse, synthétisant l'observation, ait mieux prévu le style que la géométrie exacte des formes, au cours d'un travail rapide et avec l'aide du seul canevas cartographique aussi sommaire qu'imprécis, existant à l'époque (carte d'État-Major au 80.000^e).

Le brachyanticlinal irrégulier du Sirac, de base triangulaire, forme donc le secteur terminal pincé S du haut massif.

Sa description géométrique peut se compléter en rappelant l'existence des nombreux chevauchements du socle cristallin sur ses bordures N et W et en signalant l'allure de promontoire irrégulier que présente, à son angle W, l'éperon anticlinal du pic de Vallon Clos.

A la partie S, on constate que la tectonique dont on observe aujourd'hui les effets combinés a comporté une phase anténummulitique et une phase postnummulitique, toutes deux vigoureuses.

A l'E, dans ses prolongements S, le synclinal de la brèche de l'Amirée Bruyère montre en apparence une origine anténummulitique (âge de la formation calcaire non datée du confluent des vallons de la Saume et de l'Ale, supposé anténummulitique) et l'accentuation postnummulitique de son sillon. Ces faits conduiraient à penser que le repli extrusif postnummulitique bien défini à l'extrême S du brachyanticlinal a englobé non seulement le flanc du synclinal de Méolion, mais bien l'ensemble d'un anticlinal anténummulitique. Comme on l'a vu, ce rejeu resterait imparfait cependant, en raison de l'obliquité des structures dans la région de Méolion-La Rouite.

Sans tenter de faire ici la part exacte des mouvements anté- et postnummulitiques dans la déformation globale, on doit penser que, durant la phase postnummulitique, toute la masse cristalline du Sirac s'est ployée et soulevée en un seul ensemble, tout en tendant à se déjeter et à chevaucher vers l'W et le N : il n'y a pas d'hiatus entre la lame cristalline S et le reste de la masse du Sirac et les mêmes signes de laminage se succèdent le long de la bordure E, depuis le vallon des Rougnoux jusqu'aux Plats de Charvet.

Dans la phase postnummulitique, il y a eu une nette transformation vers une déformation de plus en plus largement cassante en allant vers l'extrémité S de la lame extrusive.

Les laminages du flanc E expriment, à la surface du socle gauchie, un retard de soulèvement de la couverture. Dans sa surrection, le socle n'a entraîné la couverture de son flanc oriental qu'en partie.

D. — *Les écailles intérieures orientales et le Combeynot.*

1. La zone de Clouzis-Arcas-Eychauda. — A l'E de la ligne de cassures et de mylonites de la vire du sentier de la Tête de la Draye, que prolonge le chevauchement du versant W du pic du Rif-Arcas, s'étend (fig. 19) une petite région originale étudiée essentiellement jusqu'ici par P. Gidon (1954 *b*) qui en a nettement défini et précisé le style en *écaillés superposées couchées vers l'W*. Il existe *deux écaillés bien distinctes* (fig. 45), au-dessous de la bordure la plus extérieure du massif, également écaillée, et dont les structures seront décrites aux chapitres suivants.

Ce socle, ainsi affecté d'une translation sur son substratum, atteint des altitudes quasi identiques à celles des autres régions périphériques du haut massif (pic de Clouzis, 3.463 m), le substratum étant le flanc du brachy-anticlinal des Écrins.

La série sédimentaire de couverture comprend ici partout une base triasique gréseuse bien développée, comportant localement le faciès coloré qui a été décrit plus haut et à la base du Lias, des quartzites également bien développés. Quelques affleurements de spilites apparaissent cantonnés seulement au N.

J'ai exposé plus haut les arguments d'observation conduisant à ne pas englober le bas versant N de la crête des Grangettes dans cette zone et à le conserver dans le flanc non écaillé du brachyantoclinal des Écrins. L'écaillage du Rif-Arcas (*écaillage du pic du Rif* de P. Gidon) ou *écaillage inférieure*, ne s'étend donc pas, au N, au-delà du contact anormal du Jurassique et du Trias à la bordure supérieure des escarpements supportant le plateau sommital S du glacier du Monétier. Lorsque la série triasico-jurassique du substratum se complète vers le haut, c'est-à-dire en atteignant le versant N de la crête des Grangettes, après l'interruption glaciaire, le contact anormal paraît se perdre dans la masse des schistes jurassiques qui supportent de tous côtés, sauf à l'ENE, l'édifice terminal du point 3.312 (point culminant rocheux de la crête des Grangettes) appartenant à l'écaillage supérieure.

L'écaille inférieure forme essentiellement les crêtes des pics du Rif, des Arcas et de la Feste, où ses terrains culminent. En définitive, elle montre clairement sa structure à travers les grandes pentes et parois occidentales (fig. 3, 18 et 19). On y voit naître, au S, le décollement et l'arrachement intracrystallins, bien exprimés dans l'accident de la vire du sentier de la Tête de la Draye et qui se précisent vers le N, tandis que doit croître le déplacement tangentiel de l'accident cassant. Celui-ci devient enfin le net chevauchement lisible dans la paroi W du Rif-Arcas. Il y a ici, en coupe probablement oblique, une très belle tête anticlinale couchée de Jurassique encapuchonnant le Cristallin et dont le flanc inverse étiré, puis nettement rompu, repose sur la lentille de couverture triasico-liasique du substratum qui garnit la grande vire courant vers 3.200 m d'altitude. Il y a tout lieu de

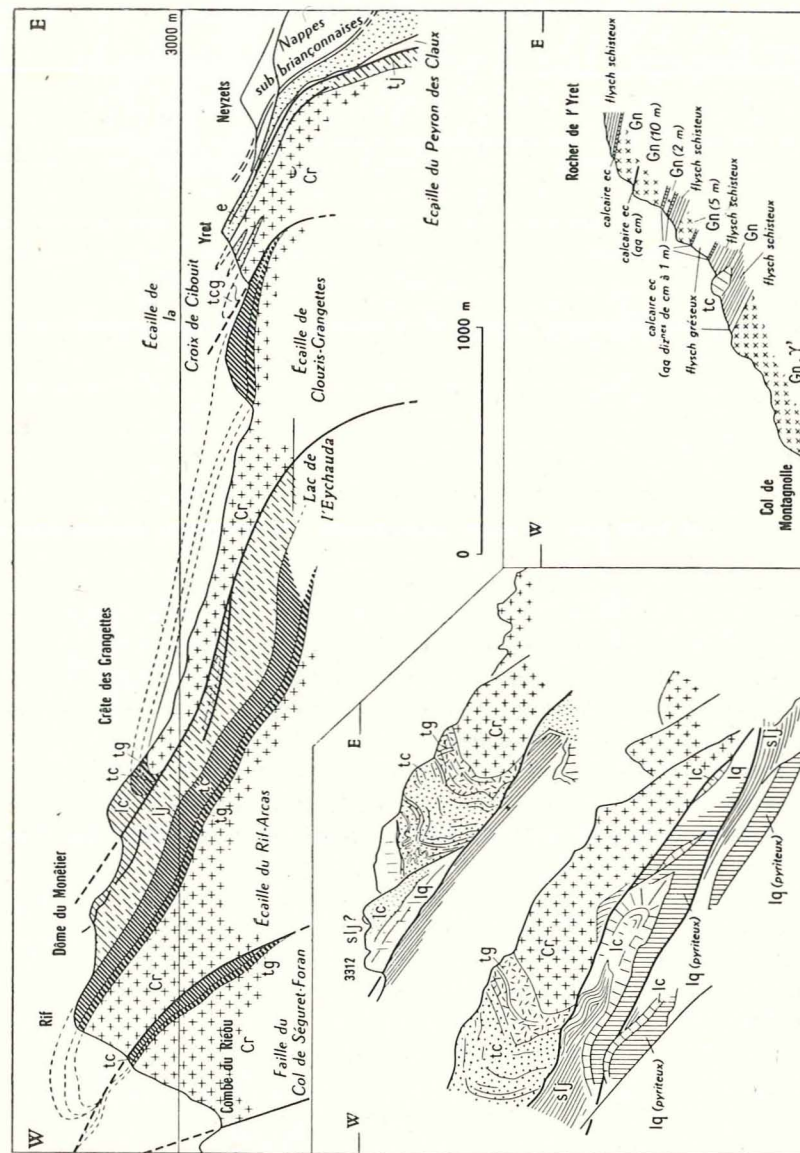


Fig. 45. — Les écailles et plis couchés de la région Rif - Yret (coupe, croquis de détail)
(pour la légende, voir fig. 4).

supposer que l'extrémité S de la lentille est très voisine de la région où la surface du socle s'est rompue, mais la véritable valeur du chevauchement ne pourrait être connue qu'en ayant la direction exacte du mouvement et les positions exactes, dans l'espace, du front de l'anticlinal couché, comme de la charnière synclinale de rupture.

On peut être tenté de rechercher la trace de cette écaille vers l'E, en direction du lac de l'Eychauda, dans le substratum repley de l'écaille supérieure. On voit un redoublement du Jurassique à la base des escarpements E du point 3.312 : la plus élevée des deux séries superposées se replie sous le Cristallin de l'écaille supérieure en une charnière synclinale couchée aiguë (fig. 19 et 45) ; vers le S, elle s'enrichit peut-être à sa base du Trias qui affleure largement à travers le glacier de Séguret-Foran et que vient recouvrir le Cristallin de l'écaille supérieure sur la rive droite du glacier. Si cette série représente l'écaille du Rif-Arcas, il faut y voir un prolongement latéral cassant de cette dernière dans la couverture ; le bord en a été retroussé en synclinal par l'avancée de l'écaille supérieure.

L'écaille supérieure, ou *écaille de Clouzis-Grangettes* (*écaille de l'Eychauda* de P. Gidon), se définit bien dans le développement progressif de son chevauchement à travers les versants et parois W des Clouzis, mais elle apparaît surtout admirablement à la crête des Grangettes, et aussi dans les « klippes » intermédiaires du dôme du Monétier (où elle n'est représentée d'ailleurs que par des calcaires du Trias et quartzites liasiques énergiquement replissés (fig. 19)).

Au S, une zone de Cristallin broyé à l'W de l'aiguille des Frères Estienne est le premier signe visible du décollement intracristallin (Plus au S, j'ai cherché en vain quelque trace d'accident pouvant représenter ce décollement le long de la crête granitique bien dégagée de la Roche du Fraysse). Une cassure formant une vire à travers les parois de la Tour, du Clocher et du pic de Clouzis s'élève progressivement jusqu'à l'arête pic de la Feste-pic de Séguret. Elle se divise en deux branches à l'W du pic de Clouzis et la branche inférieure doit être considérée comme le chevauchement principal, duquel émerge bientôt en biseau le Trias, puis des quartzites du Lias appartenant à la couverture de l'écaille inférieure au pic de la Feste. La translation de l'écaille paraît avoir décroché la bordure granitique au contact des gneiss au N, de quelques centaines de mètres vers le N (observation qui a besoin d'être encore précisée).

Au bas du glacier de Séguret-Foran, l'écaille repose sur une série triasico-liasique repleyée en anticlinal qui doit représenter, en raison de ce qui a été dit plus haut concernant l'extension de la première écaille, la couverture du substratum non écaillé.

Sous le Glaciaire, le contact anormal doit atteindre la cuvette du lac de l'Eychauda. C'est la raison de la perte souterraine du torrent glaciaire abondant qui alimente le lac privé de déversoir (selon P. Gidon, l'eau resurgirait assez bas dans le vallon de l'Eychauda, d'où l'idée d'une fenêtre d'érosion

recoupant, sous le Quaternaire, la surface de chevauchement à l'aval du lac. Il ne m'est paru possible cependant de voir là que les résurgences du torrent rive droite, situé au N du ravin de Séguret-Foran et passant sous le cône épais d'avalanches et sous les moraines de son propre bassin d'alimentation).

La crête des Grangettes est typiquement formée d'une barre rocheuse de Cristallin, révélant la présence d'une tête anticlinale couchée avec ses enveloppes de Trias et Lias à son sommet. Cette barre repose sous un pendage faible sur des terrains de couverture, soit du substratum non écaillé, soit de l'écaille inférieure, selon l'hypothèse faite, et comprenant à peu près uniformément un coussinet plus ou moins épais de schistes jurassiques. La position d'écaille chevauchante de la crête des Grangettes est particulièrement démonstrative (fig. 45).

P. Gidon a cru pouvoir décrire, dans les structures de la tête anticlinale, un exemple du comportement cassant de la déformation du Cristallin, s'opposant au comportement souple de la couverture à son contact. Ce contraste n'est qu'apparent ; dû à la projection perspective d'une gibbosité de la paroi rocheuse, il disparaît sous un angle de vision convenable : le Cristallin est repley de manière souple et concordante avec son enveloppe anticlinale de Trias gréseux, Trias calcaire et Lias (fig. 45).

On note d'autre part, dans la couverture de la tête anticlinale, certaines complications que je me contenterai ici de citer.

Au N, le contact de chevauchement de l'écaille supérieure, qui se fait avec la couverture du substratum non écaillé du brachyanticlinal des Écrins, s'infléchit et plonge, sous un fort pendage, sous le Quaternaire du vallon du Grand Tabuc. Il ne doit guère s'étendre au-delà, au N de l'axe du vallon, sur la rive droite duquel continuent à appartenir à l'écaille de Clouzis-Grangettes, la série triasico-jurassique à la base NW des pentes de la crête de la Croix de Cibouit. Peut-être peut-on lui rattacher cependant le redoublement de la série de Lias et spilites sur la rive gauche, à la base du versant SE des Têtes de Sainte-Marguerite, déjà anciennement observé par M. Gignoux, mais ce redoublement ne se fait plus qu'en position subverticale.

Même en l'absence de toute réapparition de son substratum en fenêtre en aval du lac de l'Eychauda, il est certain que l'écaille de Clouzis-Grangettes, assez fortement couchée dans toutes ses régions supérieures, est un accident chevauchant assez ample (1,500 km environ de recouvrement observable dans une direction prise vers l'W), plus important que l'écaille du Rif-Arcas sur laquelle il s'imbrique en la relayant vers le N.

2. Le Combeynot. — Le prolongement structural vers le N des deux écailles de la région Clouzis-Arcas-Eychauda se trouve aux *Têtes de Sainte-Marguerite*, crêtes sensiblement plus basses (2.797 m), à l'E des deux synclinaux des brèches occidentales qui ont été pris comme limites du brachyanticlinal des Écrins. Ces crêtes, bien que séparées topographiquement du Combeynot par le profond vallon où s'unissent les torrents du glacier du Casset et du

Petit Tabuc, ne montrent pas de signe de séparation tectonique d'avec ce massif. Elles constituent l'éperon anticlinal SE du Combeynot, d'ennoyage axial marqué, mais moins que le plongement de son flanc NE (fig. 21 et 22).

Cet ennoyage des structures du Combeynot au SE est bien accusé par les affleurements de Trias et de Lias, avec spilites, qui s'observent malgré un Quaternaire assez développé. Le prolongement structural de la région Clouzis-Arcas-Eychauda en direction du Combeynot a donc lieu à travers une région d'ennoyage d'axe et ce dernier apparaît très profond.

A leur sommet, les crêtes des Têtes de Sainte-Marguerite dessinent un synclinal semi-cassant dont l'axe plonge au SE, c'est-à-dire conformément au dessin tectonique général du Combeynot. Dans les grandes lignes, mes observations coïncident avec celles de P. Gidon (1954 b : carte de la fig. 14, mais non la coupe de la fig. 15, différente); sur deux points il y a désaccord :

— je n'ai pas vu trace de cassure oblique dans le Cristallin, cassure selon laquelle se serait produite l'avancée d'une écaille ;

— la surface du socle cristallin ne m'est apparue nulle part affectée de déformations cassantes anguleuses au contact d'une couverture sédimentaire déformée d'une manière souple : là où la base triasique est présente, elle épouse des surfaces du Cristallin qui sont manifestement incurvées avec elle ; là où le Trias est absent (et plus précisément vers le haut du flanc NE du synclinal, du côté du versant N orographique), on ne peut pas définir au contact du Lias des surfaces du Cristallin anguleuses, car on observe en réalité des raccords de direction pas des surfaces courbes.

Le synclinal des Têtes de Sainte-Marguerite montre, comme la carte de P. Gidon (1954 b, *ibid.*) l'exprime, un redoublement de la série sédimentaire ; le charriage de la série supérieure, dont les schistes jurassiques forment seuls un synclinal pincé au cœur du synclinal, trahit son origine exotique sans doute dans la présence d'un peu de gypse et surtout dans celle d'un chapelet désordonné de lentilles de spilites. Il est évident que cette petite « klippe » charriée peut n'avoir parcouru qu'une faible distance depuis une zone d'origine possédant des spilites, comme on l'observe au SE et au NE. Le synclinal a repincé avec sa couverture autochtone une écaille de couverture très analogue à celles de la cuvette de Morges.

De contour de base piriforme, d'axe N 30° W, le brachyanticlinal du Combeynot (3.156 m, fig. 20) est une petite unité originale, qui se présente comme un bastion NE du massif du Pelvoux et comme une dépendance directe du haut massif. En raison de la forte élévation d'axe du synclinal de bordure du brachyanticlinal des Écrins au passage des crêtes des Têtes de Sainte-Marguerite, le Combeynot apparaît étroitement soudé au haut massif, dont on ne peut donc le détacher malgré l'altitude plus réduite de son relief.

Ses culminations orographiques sont nettement groupées à proximité

du large front d'ennoyage axial N, soit, selon son grand axe, du côté extérieur par rapport au massif du Pelvoux, dominant directement les larges affleurements jurassiques du col du Lautaret. Si l'on excepte le fait que la vallée épigénique du torrent du glacier du Casset la traverse de part en part, l'unité tectonique du Combeynot coïncide étroitement avec une unité morphologique.

La bordure SW de ce soulèvement cristallin, à l'extrême S de laquelle s'effectue la soudure entre le Combeynot et le brachyanticlinal des Écrins et qui montre des signes de laminage dans le granite du flanc du synclinal du Petit Tabuc, ne chevauche pas, selon moi, sa couverture, ou ne la chevauche que faiblement (je l'ai indiqué plus haut).

La bordure N (fig. 24) est nettement soulignée par une série d'affleurements de Trias collés aux gneiss du socle à la lisière supérieure d'un Quaternaire abondant. Ces affleurements trahissent, avec leurs grès de base présents, des contacts normaux, soit un peu chevauchants, soit de pendage direct fort, rompus par des failles locales verticales (une observée, subdirectionnelle). P. Gidon (1954 b) a déjà noté l'aspect d'affaissement périclinal du Combeynot vers le N, inférant ce trait tectonique de la disposition générale de la couverture liasique. L'observation de la bordure de Trias permet de conclure encore plus nettement dans le même sens. De plus, elle montre que l'hypothèse d'une grande faille de décrochement de la Romanche, affectant le socle, selon P. Bellair, n'est pas plus en rapport avec les structures observables de ce socle ici qu'elle ne l'est dans les régions à l'W.

La bordure NE du Combeynot comporte, dans sa partie N (fig. 20) :

— d'une part, une couverture de Trias (calcaires et grès) en lambeaux cantonnés dans un secteur étroit extrême N (du N de la crête des Clochettes au S du torrent de la Liche) ; ces lambeaux définissent soit de petits replis synclinaux avec le Cristallin encaissant, assez mal ordonnés, soit un simple flanc très redressé, ça et là vertical (torrent de la Liche et au S) ;

— d'autre part, sans interruption, la couverture priabonienne que l'on retrouve ainsi, à l'extrémité N de la bordure nummulitique du massif du Pelvoux, reposant directement sur le socle non écaillé, comme dans la zone méridionale du Sirac.

Le Priabonien comprend une brèche de base, qui est relativement puissante et à gros éléments (50 cm ou plus) au S du torrent de la Liche. La présence des lambeaux de Trias met en relief son caractère transgressif sur un socle déjà replissé après le dépôt du Mésozoïque, en grande partie entièrement déblayé de cette couverture mésozoïque, et qu'il ravine (observation au N du Rocher de Guerre).

La bordure nummulitique accuse encore un fort gauchissement du substratum, avec des pendages souvent de l'ordre de 60° et descendant rarement au-dessous de 45°, marqué d'ondulations plus nettes dans le sens de la ligne de pente qu'horizontalement.

Dans la partie S, la bordure NE du Combeynot (fig. 20 et 21) peut être divisée en deux secteurs :

— l'un, plus septentrional, allant du Fontenil à la lisière du bois du Casset, au pied des Têtes de Sainte-Marguerite et où le socle apparaît à nu sous le Nummulitique. Le socle est ici fait soit de granite, soit des cornéennes signalées par P. Termier. Du S du vallon du Fontenil au vallon du torrent du glacier du Casset, on constate, à travers un Quaternaire très abondant, une certaine extension d'un contact direct entre le Flysch et le socle ; cette disparition des deux termes de base ne peut être que d'origine tectonique ;

— le secteur méridional extrême de cette bordure est celui correspondant aux versants NE et E des Têtes de Sainte-Marguerite. Sous le Nummulitique commence à réapparaître, en lisière amont du bois du Casset, un petit lambeau de Trias et Lias, avec une lentille de spilites ; ce lambeau est vigoureusement tectonisé et la base du Nummulitique au contact montre la disparition d'une partie de son terme de base. Au-delà, vers le S, le Nummulitique n'apparaît plus dans la couverture du Combeynot ; au pied des escarpements du socle court un liséré de Trias et de Jurassique, visible en nombreux petits lambeaux collés à leur substratum redressé et émergeant d'un Quaternaire très développé. Ces lambeaux montrent çà et là des laminages ; partout ils soulignent les replis sinueux, çà et là cassants, du socle qu'ils épousent.

Le brachyanticlinal du Combeynot présente donc de tous côtés, même aux extrémités de son grand axe, des flancs très raides. Son aspect d'ensemble est celui d'un dôme allongé ovoïde aux flancs abrupts et au sommet probablement à peu près plat. Il est un peu déjeté vers l'W et le N, sans déversement, ou avec un déversement faible.

Des replis mineurs bien exprimés déforment son flanc NE et son front d'ennoyage SE.

Considéré, dans l'ordre descriptif adopté, comme la suite structurale des écaillés du Rif-Eychauda dans la constitution d'un flanc E du haut massif, le Combeynot apparaît d'autre part étroitement soudé au brachyanticlinal des Écrins auquel il est relié latéralement par son extrémité déprimée SE. Dans la continuité du soulèvement du socle, c'est même dans cette direction que se réalise le mieux l'unité Combeynot-haut massif, en raison du vigoureux ennoyage des structures qui se définit au S des Têtes de Sainte-Marguerite. Ainsi, au sein du haut massif et en dernière analyse, le Combeynot peut être considéré comme une dépendance du brachyanticlinal des Écrins ; on observe alors que ce prolongement fait suite au N au petit dôme des Agneaux.

Cette description s'applique à un pli défini par la tectonique des terrains anténummulitiques.

A la bordure NE du Combeynot sont inscrits les signes d'un plissement anténummulitique et d'un énergique gauchissement postnummulitique à allure de monoclinale ondulé de fort pendage.

E. — Les écaillés NE extérieures (zone de la Croix de Cibouit-La Madeleine) et la terminaison NE du système synclinal de Vénosc (fig. 19, 20 et 21).

Dans le Cristallin de la paroi SW du Rocher de l'Yret (fig. 19) s'amorce une structure synclinale pincée, déversée, intéressant le Trias de la couverture de l'écaillé de Clouzis-Grangettes, et dont le flanc inverse est une faille de chevauchement, c'est-à-dire que cet accident apparaît avec le même style que celui intéressant le Trias du pic de la Feste dans le substratum de l'écaillé de Clouzis-Grangettes.

Le synclinal de Trias de la paroi SW de l'Yret naît sous un pendage fort (de l'ordre de 60° à 70° NE) pour se coucher plus nettement au col de Montagnole. Au-delà du Quaternaire du vallon de Montagnole, la série sédimentaire de couverture s'est enrichie de Jurassique et sur ce dernier court un liséré irrégulier de gneiss, que l'on suit cette fois longuement sur la rive droite, puis sur la rive gauche du vallon du Grand Tabuç, reposant tantôt sur les schistes jurassiques, tantôt sur les calcaires du Lias. Dans le versant SE des Têtes de Sainte-Marguerite, on observe, au contact des schistes jurassiques, une surface de chevauchement du Cristallin striée en grandes cannelures de pendage 30° SSE environ, et de plus très ondulée et irrégulière.

Au Rocher de l'Yret, le Cristallin chevauchant porte des lambeaux d'une couverture de Trias (grès et calcaires) dont la position, sur l'arête W et dans le versant NW escarpés, indique qu'ici l'avancée du Cristallin se trouve à son front même, avec esquisse grossière d'une tête anticlinale et que l'amplitude du chevauchement est encore faible.

A part ces lambeaux, le Priabonien forme la totalité de la couverture du socle antétriasique depuis le Rocher de l'Yret tout le long de la lame cristalline. Au Rocher de l'Yret et en d'autres points (comme le secteur au S du vallon de Pré-les-Fonts), le terme de base en repose normalement sur ce substratum, comportant d'ailleurs localement (Pré-les-Fonts) une brèche de base à éléments volumineux (jusqu'à 1 m). Ailleurs, et surtout à la crête de la Croix de Cibouit, viennent au contact du Cristallin, le terme schisteux et même le Flysch.

La lame cristalline anticlinale chevauchante ci-dessus définie constitue l'écaillé de la Croix de Cibouit, dont l'existence a été découverte par M. Gignoux (1936).

Cet accident tectonique ne forme, au flanc du haut massif, que de modestes reliefs (2.800 m environ au maximum sous le Priabonien du Rocher de l'Yret). Néanmoins, on ne peut pas le considérer comme structuralement indépendant du haut massif. En effet, au S, tout prolongement du synclinal marquant la séparation des affleurements qui définissent les écaillés de Clouzis-Grangettes et de la Croix de Cibouit disparaît très vite dans la masse même des parois de l'Yret et, au-delà, on n'a plus affaire qu'à une masse unique du socle.

On remarque, de plus, que les trois replis en écailles déversées que forme cette masse (Arcas, Clouzis, Croix de Cibouit) se relayent régulièrement vers le N en allant de l'intérieur à l'extérieur du massif.

Vers le N, je n'ai pas trouvé trace de l'écaille de la Croix de Cibouit au-delà du vallon peu marqué qui côtoie au N le bois des Sagnères (fig. 21). On voit, en remontant le vallon, en affleurements jalonnant la limite entre des schistes jurassiques et du Quaternaire, du Priabonien de base et, immédiatement après du granite, les uns et les autres paraissant reposer sur les schistes. Tout à fait en amont, les schistes jurassiques, bordés d'un peu de calcaires du Lias, viennent buter contre les falaises du Cristallin recouvertes de lentilles de Trias et en partie mylonitisées. Il est possible que l'on assiste, à cette extrémité, à un enracinement N latéral de l'accident, tandis qu'au S le synclinal pincé du versant SW de l'Yret en situe un enracinement en profondeur, la suite latérale étant vidée par l'érosion du vallon de l'Eychauda.

Il apparaît encore que le chevauchement de l'écaille de la Croix de Cibouit, conformément à ce que M. Gignoux et L. Moret (1937) ont déjà fait remarquer, n'intéresse que le socle anténummulitique, le Priabonien ne se montrant nulle part pris sous la lame de Cristallin qu'il recouvre par ailleurs.

Mais une tectonique d'allure énergique, bien exprimée par des plis couchés, est visible dans la superstructure priabonienne de l'écaille de la Croix de Cibouit qu'elle affecte avec son socle (fig. 19 et 45).

Vers le N, notamment, dans le versant même de la Croix de Cibouit, le terme de base, puis le terme schisteux de la série priabonienne disparaissent.

Au Rocher de l'Yret, en même temps que se produit un épaississement du socle (essentiellement cristallin), le Priabonien est engagé dans des replis serrés couchés avec le socle, replis englobant d'ailleurs, avec le Cristallin, un petit paquet de calcaires triasiques visible sur l'arête W. On peut distinguer, semble-t-il, dans les replis, trois écailles anticlinales principales. L'inférieure et la moyenne, recoupant l'arête W, ont quelques centaines de mètres d'extension. La supérieure m'est apparue comme un accident s'enracinant latéralement, au SE et près du sommet même de l'Yret, et d'amplitude peut-être encore plus faible : un synclinal de Priabonien, aux flancs soulignés par un liséré de calcaires et au cœur de Flysch, s'insère sous le Cristallin de l'anticlinal qui le chevauche en un point sous un pendage de 45° ESE. Ce flanc inverse, en s'éloignant de la charnière observable vers l'E, montre le laminage, puis la disparition des calcaires. Le synclinal de Priabonien se ferme vers le bas, avec un flanc normal complet et sous un flanc inverse de Cristallin chevauchant le Flysch vers 2.450 m d'altitude, dans une situation d'autre part très caractéristique ; en effet, ses affleurements ayant changé de direction en s'infléchissant aux abords S du col de l'Yret, ce pli du Rocher de l'Yret vient se greffer ici sur une structure importante intéressante, avec le Cristallin, non plus du Priabonien, mais des terrains secondaires, comme on le verra un peu plus loin.

En bas de versant du Combeynot, les lames de Cristallin et de terrains

secondaires de la Madeleine peuvent être considérées, par rapport à l'ensemble du massif du Pelvoux, comme occupant, en position, le prolongement vers le N de la zone de l'écaille de la Croix de Cibouit.

Mais tandis que, on l'a vu, l'écaille de la Croix de Cibouit ne recouvre que le socle anténummulitique, à la Madeleine, tout au contraire, des lames du socle anténummulitique viennent s'insérer dans le Priabonien. D'autre part, cet écaillage postnummulitique ne laisse pas voir trace d'accidents propres au socle anténummulitique qui lui soient structuralement liés ; ainsi, les plis du socle anténummulitique, révélés par les lambeaux de couverture secondaire de la bordure, voisine, du Combeynot, sont de style et de disposition visible très différents (on n'observe que localement, au versant NE de la crête des Clochettes, au-dessus de la Madeleine même, un certain parallélisme de ces plis à la direction de l'écaillage). Dans ces conditions, les lames de la Madeleine ne représentent peut-être pas un prolongement N de l'unité tectonique de la Croix de Cibouit. Par contre, postnummulitiques, elles peuvent être rattachées à une zone d'accidents de cet âge qui est représentée, on vient de le voir, dans la superstructure de l'écaille de Cibouit.

Tout d'abord, au S, au bord du torrent des Chenaudes, j'ai noté, mais dans des conditions d'observation très médiocres, deux affleurements de Cristallin intercalés dans le Flysch, à faible distance de la bordure granitique du Combeynot¹ ; ce n'est qu'avec doute qu'on peut interpréter ces affleurements comme les témoins d'écailles charriées, qui seraient d'ailleurs le plus vraisemblablement d'origine très proche : en lame mince, R. Michel y a défini une cornéenne typique, c'est-à-dire que la roche de ces affleurements a le faciès local très particulier de son voisinage même, dans le socle en place, connu depuis P. Termier (1899). Il est à remarquer qu'ici se situe la zone où la disparition des termes inférieurs du Priabonien met directement en contact le Flysch et le socle en place du Combeynot.

P. Gidon (1954 b, fig. 21) a donné, sur les accidents de la Madeleine, une série de coupes. Une divergence systématique sépare ces coupes de mes observations en ce qui concerne les pendages, que j'ai vus partout beaucoup plus redressés, voire subverticaux. Je pense indiquer de plus que, alors que la coupe supérieure de P. Gidon suppose une couverture triasico-liasique normale du Combeynot, chevauchée par une écaille cristalline, je n'ai pu voir ici qu'un synclinal de Trias, comportant des grès de base bien développés, et peu profondément inséré dans le socle en place, à peu de chose près en position de pli droit. Une coupe de ce synclinal s'observe pratiquement jusqu'au niveau de sa charnière au contact Cristallin-Trias gréseux, dans le ravin issu au N de la crête des Clochettes, qu'il traverse.

Les lames tectoniques de la Madeleine s'observent bien à la source de la Liche. Dans le versant encaissant la sorte de niche où se trouve la source

¹ Notés, sur la figure 20, au S du Lauzet.

et dont le fond est occupé par l'épais placage de tuf ferrugineux provenant des dépôts de la source, se voient :

— à l'aval, émergeant de part et d'autre du tuf, une lame de mylonite de granite (détermination au microscope par R. Michel) dressée en plein Flysch du côté SE ;

— à l'amont, entre le Flysch ou le Cristallin et un conglomérat de base nummulitique, ici puissant, un lambeau de terrains secondaires à disposition schématiquement anticlinale (Trias calcaire entre un flanc de Lias calcaire et des calcoschistes).

Hors même le cas des affleurements du torrent des Chenaudes, il n'y a pas lieu de considérer que les lames de la Madeleine puissent avoir une origine lointaine ; leur Trias et leur Lias ont le faciès Pelvoux du voisinage et il n'y a pas de signes permettant de séparer, dans le Flysch, deux séries de faciès stratigraphiques distincts et dont l'une serait tectoniquement superposée à l'autre ; la mylonite de granite, quant à elle, peut très bien provenir du socle du Combeynot. En définitive, le lieu d'origine des lames de la Madeleine doit appartenir encore très étroitement à la bordure du socle du haut massif du Pelvoux duquel il convient donc de ne pas les détacher, bien que ce lien soit moins évident ici que plus au S, en ce qui concerne l'écaille de la Croix de Cibouit et sa superstructure.

Je n'examinerai pas ici la question des relations des lames de la Madeleine et de la bordure priabonienne du Combeynot avec la zone des aiguilles d'Arves et son substratum.

Ainsi, alors que l'écaille de la Croix de Cibouit ne définit clairement, au même titre que les petits plis de la bordure du socle antétriasique du Combeynot, que la tectonique qui a affecté seulement le socle anténummulitique à la bordure NE du haut massif, une zone tectonique indiscutablement postnummulitique, englobant les plis couchés de l'Yret et les lames de la Madeleine, vient reposer par ailleurs sur cette même bordure, affectant indifféremment le flanc extérieur (ou supérieur) de l'écaille de la Croix de Cibouit, au S, et le flanc du socle non écaillé du Combeynot, au N,

L'amplitude des plis couchés et écaillages qui affectent le Priabonien paraît faible ici, mais à cette tectonique postnummulitique appartiennent encore :

— la disparition par places des termes de la base du Priabonien, qui devraient se trouver normalement au contact de leur socle ; il reste à déterminer si cette disparition est due, dans tel ou tel cas, ou en général, soit à un rabotage basal dû à un charriage du Priabonien sur son substratum, et qui serait alors directement et structuralement lié à la production des plis couchés et des écailles, soit, en sens inverse, à une faille ou un laminage du style déjà observé au S du haut massif et dû dans ce cas à la surrection du massif du Pelvoux ;

— le vigoureux redressement qu'accuse la surface de transgression priabo-

nienne ; à ce gauchissement pourraient être associés des failles ou laminages de surrection éventuels ; *trait tectonique postnummulitique majeur*, il doit être surtout dû aux derniers mouvements succédant, au moins pour une part importante, à la formation des plis couchés et des écailles qu'il a plus ou moins redressés.

Dès ses premiers travaux sur le massif du Pelvoux, P. Gidon (1949) se prononçait pour l'existence d'un prolongement au S du synclinal du col de Montagnole, situé, on l'a vu, à la base de l'écaille de la Croix de Cibouit, par le synclinal d'Ailefroide. Des observations nouvelles m'ont conduit à l'abandon de ce schéma.

Au NE de la Collette de Costevieille (fig. 18), les affleurements de Trias et de Lias du synclinal d'Ailefroide disparaissent à la lisière supérieure d'un ruban de dépôts glaciaires. Ce Quaternaire s'étend jusqu'au ravin de Costevieille, soulignant un accident morphologique sans aucun doute lié à la présence de la continuation de l'accident synclinal. En effet, vers 2.150 m, apparaissent, bordant le Quaternaire en position de flanc normal sur le granite, des grès du Trias (ou Lias ?) que viennent compléter à la traversée du ravin, vers 1.950 m, dans un petit lambeau synclinal déversé dont on voit le flanc inverse de Cristallin, une formation axiale de schistes jurassiques et un flanc direct de calcaires liasiques (sur la rive gauche du ravin, du grès mylonitique blanc vient également s'appuyer sur les calcaires).

Prolongeant cet affleurement au-delà d'une extension locale du Quaternaire sur un épaulement topographique se trouve alors l'affleurement de la cascade de Chambran, déjà noté par P. Termier (1896) et décrit par P. Gidon (1949, *ibid.*, et 1954 b). Ici, encaissés dans des aplites plus ou moins laminées, se trouvent non des schistes jurassiques, mais des calcaires du Lias, formant un synclinal déversé de même orientation et pendages moyens que celui du ravin de Costevieille. Entaillé par le torrent de la Cascade vers son milieu, cet affleurement (P. Gidon l'a noté) s'élargit vers le bas. On voit nettement le chevauchement du socle du flanc ESE sur le Lias, qui se présente sous un angle d'environ 45°. Le flanc normal est très redressé. Le rétrécissement vers le haut de la partie N n'a pas lieu seulement par l'effet d'un rapprochement graduel des bordures cristallines, mais aussi par paliers, avec l'intervention de trois failles transversales. D'autre part, pas plus que dans le synclinal d'Ailefroide, je n'ai vu un recoupement en biseau des couches du Lias par le contact du Cristallin chevauchant.

Au N, l'affleurement synclinal très rétréci ne disparaît, comme à l'opposé, que sous le Quaternaire des grands talus d'éboulis qui lui font suite en direction. C'est ici que P. Gidon avait tenté de définir des vestiges de structures qui, au-dessus des éboulis, auraient pu représenter dans le versant rocheux, des jalons d'une liaison structurale entre le synclinal d'Ailefroide-cascade de Chambran et celui du col de Montagnole ; je n'ai, pour ma part, rien vu

dans le versant intéressé qui puisse de près ou de loin être considéré comme tel.

Par contre, dans le fond même du vallon de l'Eychauda (et traversé par le torrent de la Sastrière près de son confluent avec le torrent de l'Eychauda) émerge du Quaternaire vers 1.770 m un affleurement de calcaires identiques à ceux d'Ailefroide et Chambran. Il est surmonté par des schistes de type jurassique et ceux-ci sont fortement chevauchés, sous un pendage d'environ 30° E, par le granite qui affleure sur la rive gauche du vallon de l'Eychauda, revêtu de sa couverture normale de Priabonien vers 1.900-2.000 dans le versant (fig. 19).

Or, une série d'affleurements des plus caractéristiques prolonge cet ensemble Ailefroide-Chambran-Sastrière aval, avec beaucoup plus de continuité, toujours vers le N, non en direction du col de Montagnole, mais en allant recouper à sa base la crête de l'Yret, pour s'élever ensuite le long de la partie amont du torrent de la Sastrière en direction du col de l'Yret.

Vers 2.050 m, s'ouvre dans le Cristallin, émergeant du Quaternaire à la base S de l'Yret, un large couloir d'éboulis ; à l'E, le Cristallin porte sa couverture normale de Priabonien comprenant à la base, assez constamment, des grès plus ou moins conglomératiques sous des calcaires. Or, des éboulis du couloir émergent dès 2.100 m des calcaires où je n'ai trouvé ni les Bélemnites, ni les Nummulites d'observation toujours aisée dans les calcaires situés à l'E, mais dont l'allure est typiquement encore celle du Lias. On voit les gneiss de son flanc E chevaucher ce synclinal de calcaires sous un pendage d'environ 60° SSE à 2.250 m d'altitude. L'ensemble de la formation sédimentaire est un synclinal pincé isoclinal, déversé en gros vers l'W.

En partie caché sous les éboulis, au pied du versant rocheux, le synclinal doit s'élargir localement au N de ce point. Il traverse le versant SE de l'Yret en corniche puis, aminci, toujours isoclinal et déversé vers l'W, s'élève le long de la partie haute du torrent de la Sastrière. Il m'a semblé voir ici, à la bordure W, normale, des calcaires d'aspect liasique et des schistes noirs qui leur font suite, collées au granite, des lentilles de grès ferrugineux laminé (cette observation demande à être confirmée par l'examen de lames minces).

Cependant, à mesure que l'on va vers le N à partir du vallon de l'Eychauda, la lame de Cristallin qui sépare ce synclinal de la bordure priabonienne partout chevauchante mais sous un fort pendage, s'amincit assez graduellement. A l'E de la section ultime, le long du torrent de la Sastrière, elle devient très mince, tandis que le Priabonien de sa couverture s'espace en affleurements lenticulaires réduits en bordure d'un long éboulis qui cache le contact anormal de chevauchement de la première écaille subbriançonnaise.

Vers 2.450 m, le Priabonien vient se substituer au Jurassique dans la structure synclinale de Sédimentaire, sans changement de position de celle-ci. Il s'agit de l'amorce aval, greffée sur le synclinal de Jurassique, du pli du Rocher de l'Yret qui a été décrit plus haut¹.

¹ Observations complémentaires en Appendice.

Toute cette suite d'affleurements qui définit le prolongement du synclinal d'Ailefroide au NNE jusqu'à son terme observable en surface est des plus nette. Elle n'est interrompue que par le Quaternaire, ce qui conduit à penser que, sous celui-ci, la bande synclinale de Trias et de Jurassique est continue ; la morphologie souligne même l'accident dans ses zones couvertes par le dessin des corniches, épaulements ou couloirs qui prolongent les affleurements ou les unissent entre eux.

Dans leurs divers aspects, les ultimes prolongements N du synclinal d'Ailefroide montrent ou précisent divers ordres de faits tectoniques.

Le premier concerne l'extension du système synclinal de Vénosc. La branche N des prolongements orientaux de cet ensemble vient se terminer, aux affleurements, peu au S du col de l'Yret, à la bordure même des affleurements orientaux du socle, et sous l'aspect d'une structure toujours profondément marquée depuis les environs d'Ailefroide. Comme on observe la présence élective du Trias avec ses grès de base, et peut-être aussi de grès liasiques mais dans la même position de formation transgressive sur le socle, dans une région de surélévation topographique englobant la Collette de Costevieille, il faut cependant en déduire ici un rapprochement de la charnière du pli sédimentaire et, par conséquent, une nouvelle surélévation locale de son axe, faisant suite, vers le NE, à celle de la zone de Surette, et beaucoup moins marquée.

D'autre part, ce synclinal reste très régulièrement déversé bien que tendant à se redresser dans sa partie extrême N, dans la totalité de l'arc qu'il dessine du glacier de Surette au col de l'Yret.

Cette structure montre le passage du grand pli, où l'on ne voit, avec le socle, que des terrains de couverture mésozoïques, au petit pli postnummulitique du Rocher de l'Yret. L'observation de ce rejeu met en relief la coexistence de ces deux tectoniques, clairement comprise depuis M. Gignoux et L. Moret (1937) (cf. R. Barbier, 1956 b).

L'observation des rapports indiqués ci-dessus entre le synclinal de terrains anténummulitiques, intérieur au massif du Pelvoux, et les plis couchés postnummulitiques du Rocher de l'Yret oblige à abandonner les considérations tectoniques qu'a développées P. Gidon (1954 b) au sujet d'une écaille de l'Yret et de ses relations avec des structures plus orientales. Les plis de Priabonien et de son socle de l'Yret restent des accidents locaux ne dépassant pas, à l'E, le pli intérieur au massif sur lequel se greffe le plus élevé d'entre eux.

F. — L'écaille du Peyron des Claux-pointe de Claphouse (pl. 1 A).

Limitée du côté NW, intérieur par rapport au massif du Pelvoux, par un synclinal déversé, très profondément marqué sur la plus grande partie de son parcours, une entité tectonique, baptisée par P. Gidon « écaille du

Peyron des Claux », apparaît, dans l'ordre des structures concentriques emboîtées, comme la plus extérieure du haut massif.

Bien définie par P. Gidon (1949, 1954 *b*), elle apparaît avec une autonomie encore plus grande, par rapport aux autres écaillés de la bordure E, que celle que son inventeur lui a prêtée, les observations nouvelles faites tant au N qu'au S lui fixant des limites dans la suite ininterrompue des synclinaux des Plates de Charvet, de la Brèche de l'Amirée-Bruyère, d'Ailefroide, Chambran et Sastrière. Ainsi précisée dans ses contours, elle forme un long ruban, très effilé au NE, renflé à son extrémité SW et relaie, vers l'extérieur du massif, à la fois les écaillés extérieures NE de la Croix de Cibouit-Yret et l'unité du Sirac. Elle n'en vient pas moins, dans l'intervalle, s'appliquer successivement contre les écaillés intérieures NE puis le Brachyanticlinal central des Écrins.

Son étroit rattachement au haut massif, en dépit de l'altitude relativement modeste qu'y atteignent les reliefs du socle (d'ailleurs supérieure à celle de l'Yret : pointe de Claphouse 2.989 m), ressort des relations géométriques des structures. Le « col » structural susceptible de définir, au niveau de la surface du socle antétriasique la soudure la plus complète de l'écaillé du Peyron des Claux-pointe de Claphouse avec le reste du massif doit pouvoir se situer, vers 2.500-2.800 m, sans plus préciser, sous la crête de Malamort ; la fermeture de la charnière du synclinal de Sédimentaire de couverture de cette lisière NW de l'écaillé se place incontestablement, au S, sous les Plates de Charvet, entre 2.000 et 2.050 m.

La pétrographie met elle-même en lumière et précise ce lien de dépendance tectonique étroite : ainsi, le même granite à gros grain, à chlorite et à feldspaths roses et verts et qui forme tout le soubassement du chaînon des pics de l'Ailefroide-pic Sans Nom-Pelvoux, au cœur même du brachyanticlinal des Écrins, se retrouve de part et d'autre du synclinal d'Ailefroide ; les mêmes faciès de bordure de ce granite s'observent de part et d'autre des synclinaux de la cascade de Chambran et de la Sastrière ; les mêmes filons de kersantites que ceux qui sillonnent les versants S et W de la pointe de Verdonne (Sirac) se voient de part et d'autre du synclinal des Plates de Charvet.

Le Priabonien bien étiqueté par ses Nummulites repose partout directement sur le socle antétriasique au N de la crête de Vachieux. Sa base est formée de grès plus ou moins conglomératiques sur quelques mètres, parfois moins, ou même de calcaires gréseux seulement ; les éléments du conglomérat (brèche ou poudingue) n'atteignent pas ici en général une grande taille (10 cm maximum observé)¹. Au-dessus, une formation calcaire très constante représente le terme inférieur de la série de dépôt immédiatement consécutif

¹ En bas versant S des crêtes de la Blanche, on observe cependant le large développement d'une brèche à éléments de Cristallin parfois volumineux et très pauvre en ciment ; ce dernier est formé d'un calcaire où les Nummulites sont quelquefois visibles (*Note ajoutée en cours d'impression*).

à celui du faciès réduit de transgression, et d'ailleurs en continuité avec lui ; le terme moyen schisteux reste partout faiblement développé sous le Flysch gréseux qui apparaît très puissant au S de l'onde.

Au S, des formations conglomératiques spéciales viennent s'intercaler, en gisement lenticulaire bien localisé le long de la côte du Vachieux, entre le Priabonien et un substratum essentiellement cristallin, mais comportant aussi, à l'extrémité S, du Trias et du Jurassique. On y distingue surtout des grès et brèches (ça et là poudingues) à ciment gréseux rouge, devenant vert au sommet (localement ocreux), à éléments parfois volumineux de granite et gneiss essentiellement, et affectés d'une schistosité très marquée. Cette formation colorée schistoïde offre un grand contraste avec le Priabonien sus-jacent, gris clair, dépourvu de toute schistosité, aux calcaires massifs, et dont le conglomérat de base apparaît souvent tectoniquement décollé de la surface des conglomérats verdâtres schistoïdes ; de plus, la partie supérieure de ces derniers se montre électivement le siège d'une minéralisation bien visible sur quelques centaines de mètres : à quelques mètres du contact du Priabonien, ou contre ce contact, s'observe une zone ferrugineuse associée à un réseau de filonnets de quartz ; cette minéralisation, qui n'a aucun prolongement dans le Priabonien sus-jacent, correspond géographiquement au débouché supérieur d'un système de filons subverticaux profonds, dirigés WNW et relativement puissants, de quartz (avec carbonates, barytine et au moins de la pyrite), traversant la vallée de la Selle dans le Cristallin pour venir s'insérer dans la formation conglomératique colorée.

À la base de la formation colorée, au moins localement, existent des brèches et grès gris à éléments cristallins, et à ciment très réduit ; il semble devoir leur correspondre une brèche grise à gros éléments de granite et gneiss qui forme au N, en approchant de la crête du Vachieux, une lentille isolée dans la masse des schistes priaboniens, selon une disposition d'allure nettement tectonique.

Ces deux formations conglomératiques, colorée et bréchique grise (qui peuvent ne représenter que deux faciès superposés d'une formation unique) posent un problème d'âge ; peut-être faut-il y voir des témoins d'un Éocène inférieur continental. D'autre part, on peut estimer que le Priabonien repose sur elles en discordance, comme cela sera examiné avec les accidents tectoniques.

Près du Trias et du Jurassique, au S, on y trouve insérée une brèche locale à éléments calcaires triasiques et liasiques. Or, le socle antétriasique disparaît entièrement ici sous les terrains secondaires, dont l'importance des affleurements a été signalée. Rappelons l'existence, dans cette partie extrême S, de la formation calcaire schistoïde spéciale reposant sur le Jurassique et recouverte en discordance par le Priabonien entre les torrents de l'Ale et de la Saume. Le vallon de la Selle se présente, à la bordure SE du massif du Pelvoux, comme un lieu d'élection d'apparentes singularités stratigraphiques posant des problèmes d'âge entre le Jurassique moyen et le

Priabonien. Quoi qu'il en soit, ni le Priabonien, ni le Trias et le Jurassique de la couverture de l'écaille du Peyron des Claux ne montrent des faciès étrangers au massif du Pelvoux.

Sur le côté NW (intérieur) de l'écaille, des signes évidents de déformations intracristallines apparaissent en relation avec les structures synclinales chevauchées, sous l'aspect de zones mylonitisées plus ou moins étendues, allongées et disposées longitudinalement ; des zones feuilletées très nettes dans le paysage parcourent ainsi les parois de la Blanche et de la Rouya, au-dessus du vallon de Claphouse.

Au S, il faut considérer séparément les deux tectoniques superposées, l'une affectant les seuls terrains anténummulitiques, et l'autre postnummulitique, dont les rôles respectifs et les rapports mutuels sont très apparents.

La base du Nummulitique dessine ici un anticlinal. Ce pli, d'après la coupe qui peut se déduire de l'allure des affleurements sur le pourtour du vallon, est de forme surbaissée, avec un flanc SE raide, la disposition de l'autre flanc étant plus malaisée à préciser mais cependant de dessin moins vigoureux. Le bombement du socle anténummulitique atteint au moins 2.600 m d'altitude, peut-être 2.700, au N du col de l'Aup Martin ; mais on doit admettre, à partir de ce point en direction SE, l'atténuation puis l'effacement complet de la structure anticlinale venant se fondre dans le flanc du brachyanticlinal du Sirac.

Sous l'anticlinal postnummulitique, le Jurassique, le Trias, et le socle cristallin dessinent du côté W un anticlinal également, mais beaucoup plus énergiquement accusé et un peu déversé vers l'W ; la charnière en est jalonnée par une série d'affleurements mal ordonnés consistant en lambeaux, de très inégales dimensions, de calcaires liasiques avec spilites, de gneiss avec spilites, de gneiss, Trias, spilites et calcaires du Lias, émergeant des schistes qui forment de loin la partie principale des affleurements de terrains secondaires (fig. 41). L'ossature cristalline de ce pli apparaît comme une véritable lame disloquée. Avec un certain décalage vers l'E, apparaît aux Plates de Charvet une dernière lame de Cristallin que l'on voit cette fois faire corps au N avec la masse des affleurements du socle du vallon de la Selle en aval de la Cabane-de Jas Lacroix.

Le pli anticlinal et synclinal (comprenant le synclinal pincé de la figure 44) serait presque entièrement visible aux Plates de Charvet sans le Quaternaire qui interrompt les affleurements synclinaux sur ce replat. Partant de l'angle NE du replat, une cassure (localement double) à fort pendage ESE se dirige donc à peu près parallèlement à l'axe de l'anticlinal (elle est visible jusqu'au torrent de la Selle) ; le Quaternaire peut cacher, selon l'axe de cette cassure, un repli synclinal secondaire. Quant à la lame de Cristallin, son front anticlinal et son flanc E, très fortement plongeants, portent, sous une bande de Lias calcaire continue, des lentilles de spilites et de Trias (calcaires et grès), ce dernier au moins très « malaxé ».

Mais on constate que l'anticlinal postnummulitique a repris aussi dans

sa masse un synclinal de Cristallin, Trias et Jurassique, d'allure très caractéristique, à l'E de l'anticlinal ci-dessus (fig. 41). L'accident défini à la surface du Cristallin se présente comme une auge irrégulière à bords très raides, sauf peut-être du côté NW où l'on peut observer en un point un pendage de 35 à 40°, tandis qu'au N et à l'E la tendance est au contraire à un léger chevauchement. Ce pli, à peu près méridien, ne fait pas un grand angle avec l'anticlinal contigu, en direction géographique, mais son fort ennoyage d'axe rompt le parallélisme. De petits replis de style désordonné et cassant en accidentent çà et là les flancs N (fond relevé de l'auge) qui se montrent surtout le siège de laminages très énergiques, avec disparition pratiquement totale des calcaires liasiques et du Trias sur un large secteur NW (curieux paquet isolé de 3 m² de calcaires marmoréens du Trias, collé ici comme au hasard en marge du flanc du pli du Cristallin dans une zone de replis aigus cassants) ; dans ce dernier secteur, sur quelques centaines de mètres, la bordure cristalline est, de plus, mylonitisée. Au NE et à l'E, les calcaires liasiques (avec Bélemnites de formes bien conservées) et le Trias, en lentilles encore laminées avec des grès de base et des spilites, forment une frange continue.

Le flanc E de ce synclinal de style très particulier, inscrit dans les structures du socle anténummulitique, constitue la structure située au S de la crête du Loup que P. Termier, dans sa cartographie, puis moi-même, ensuite P. Gidon, avons différemment décrite, mais tous trois de manière notoirement insuffisante. P. Gidon a cru devoir situer ici un paquet de conglomérat coloré basculé de 180°, avec des calcaires nummulitiques au-dessous et du Trias au-dessus, les relations entre ce paquet et les terrains non basculés au N étant, selon lui, cachés par du Quaternaire.

Il n'y a rien de tel. La continuité des affleurements est réalisée. Le Trias, avec spilites, et le Lias calcaire sont bien reconnaissables au flanc aval (W) d'une lame de Cristallin, l'ensemble formant une série légèrement renversée. Sur le Cristallin au N, mais directement sur le Trias au S, repose le conglomérat coloré plongeant avec un fort pendage E, et sur le conglomérat viennent les calcaires gréseux nummulitiques munis de leur propre conglomérat de base peu épais. Il apparaît ici que le dépôt du conglomérat coloré, puis la transgression priabonienne, sont venus recouvrir un mince biseau représentant, au flanc du synclinal en auge, les vestiges du flanc d'un anticlinal disparu.

Il ne sera noté que rapidement l'existence d'une formation de mylonite noire emballant des grès sur une corniche qui prolonge morphologiquement au NE la bordure NW de l'auge synclinale. Son interprétation pétrographique semble devoir concerner des problèmes relatifs à la constitution du socle antétriasique et, de toute façon, on ne saurait voir ici du Flysch schisteux, comme le suggère P. Gidon. L'examen en lames minces a d'ailleurs permis à R. Michel de préciser qu'il s'agit, dans la mylonite noire, d'une mylonite soit de Cristallin, soit d'arène en provenant.

Cependant, l'accident tectonique prolonge latéralement dans le socle, sous un pendage de 50 à 60° SSE à SE, la cassure avec laminage qui caractérise dans son ensemble la bordure NW de l'auge (fig. 41).

La bordure SE de l'écaïlle du Peyron des Claux montre essentiellement les effets de la tectonique postnummulitique.

Le Priabonien, qui s'élève jusqu'à une altitude élevée dans d'assez puissants lambeaux à la Blanche, montre partout un gauchissement marqué de sa surface de transgression ; de l'ordre de 30° au sommet de la Blanche, ce gauchissement atteint, au S comme au N, des inclinaisons beaucoup plus grandes (60° à 70°) ; on peut voir qu'il augmente aussi vers le bas au SE de la Blanche et de la Rouya (fig. 46).

Le gauchissement est associé à des failles directionnelles conformes, très nettes dans toute la partie S de la bordure. Ces failles exprimant, dans le Priabonien, l'effet de la surrection du Pelvoux sont certainement pour une bonne part responsables de la disparition locale répétée des calcaires de la base du Priabonien, dont des témoins émergent çà et là de la bande d'éboulis qui sépare le Flysch du Jurassique sous la crête de l'Aup Martin. Cette tectonique présente l'aspect d'une manifestation individualisée finale, mais il est clair que l'on ne peut séparer la formation de l'escalier de failles de la poursuite simultanée du gauchissement.

Il s'associe aussi au gauchissement, dans certains secteurs de la zone S, des accidents d'allure différente et dans une partie desquels sont impliqués le gros conglomérat gris à éléments cristallins et le conglomérat coloré sous-jacent au Priabonien (fig. 41).

Le conglomérat coloré de la côte du Vachieux est limité au N par une faille de trace courbe, qui l'encaisse dans le Cristallin, disposée très transversalement par rapport au contact du Priabonien sus-jacent. Or, le panneau constitué au S par le conglomérat coloré et le Priabonien se trouve du côté du rejet de cette même faille, le Priabonien calcaire reposant normalement sur le Cristallin au N, sans aucune intercalation de conglomérats intermédiaires (le rejet apparent de faille, évalué le long de l'accident perpendiculairement au pendage moyen est d'environ 200 m). Il résulte de cela ici, d'une part, la notion que le conglomérat coloré s'est accumulé au pied de la faille qui limite son affleurement, d'autre part, que l'accident s'est transformé en faille postnummulitique en jouant en sens inverse (on ne peut pas affirmer que le jeu de la faille initiale et l'accumulation du conglomérat aient été contemporains, selon un processus de subsidence, mais la chose est probable) ; cependant, l'hypothèse selon laquelle une faille seulement postnummulitique, mais à composante de déplacement d'importance suffisante selon une perpendiculaire au versant, aurait pu produire les aspects observables, n'est sans doute pas à rejeter *a priori*.

Immédiatement au N, entre l'extrémité observable de la faille qui se perd dans les schistes priaboniens et la bordure de calcaires priaboniens située du côté bas de la faille, apparaît la lentille de brèche grise à

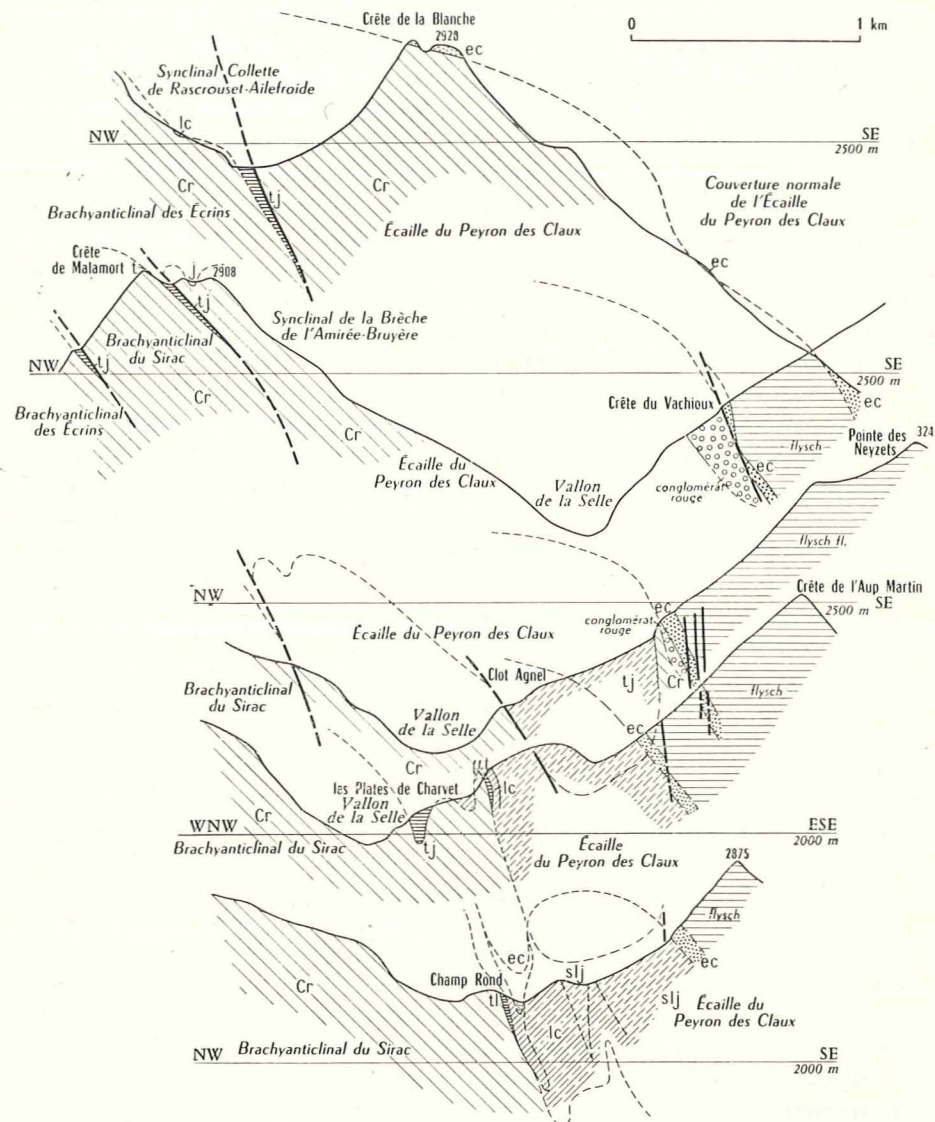


Fig. 46. — Coupes à travers la partie méridionale de l'écaïlle du Peyron des Claux (pour la légende, voir fig. 4).

gros éléments cristallins affleurant au-delà sur quelques centaines de mètres et pincée dans les schistes priaboniens, qui a été signalée. Il est difficile de ne pas voir dans cette lentille une lame des conglomérats gris tectoniquement insérée dans les schistes, et cet accident, à allure de petite écaïlle chevauchante, pourrait être au surplus lié au jeu ou au rejeu de la faille.

D'autre part, plus au S, des décollements s'observent non seulement à la base du Priabonien (au contact du conglomérat coloré), mais même (au S de la crête du Loup) se prolongeant dans le sein du Priabonien et en relation avec encore un chevauchement, amenant cette fois les calcaires sur une formation de type Flysch ; cette dernière apparaît d'ailleurs insérée en coin entre les calcaires et le conglomérat coloré avec lequel elle se trouve donc en contact anormal, l'ensemble disparaissant aussitôt au S sous le Quaternaire.

Indépendamment du problème posé par la faille transversale au N de la côte du Vachieux, il apparaît donc, dans la tectonique postnummulitique, à côté des traces de surrection du socle, des accidents de sens inverse marquant une avancée de la couverture sur le socle. Les conditions d'observation ne semblent pas permettre de fixer l'ordre des événements.

A son extrémité NE, l'écaïlle du Peyron des Claux devient très mince et la lame cristalline qui la forme en bordure E du synclinal de Sastrière n'émerge que de façon discontinue des dépôts quaternaires. La lame cristalline terminale, rejoignant les abords du sommet de l'Yret en perdant progressivement son amplitude, n'est autre que le cœur anticlinal de l'écaïlle supérieure de l'Yret.

Un trait particulier désigne l'écaïlle du Peyron des Claux comme la structure pelvousienne la plus interne au sens alpin général du terme : c'est sur sa couverture de Flysch autochtone au S, puis peut-être par places jusque sur son socle cristallin lui-même, que vient reposer la base chevauchante des écaïlles subbriançonnaises, par Puy-Aillaud, le versant E du vallon de l'Eychauda et le col de l'Yret ; la bande d'éboulis étroite, mais continue, qui longe le ravin de la Sastrière, empêche cependant de préciser les conditions du contact dans la zone N extrême.

G. — *L'arc externe méridional.*

1. **Définition. Géographie. Généralités.** — On a vu qu'au N du pic de Valsenestre se détache du synclinal de Vénosc, vers le SW, un rameau synclinal beaucoup moins profondément marqué, mais que prolonge un accident. L'ensemble de la structure synclinale dont on observe ici l'origine NE s'étend en fait jusque bien au dehors du soulèvement du socle qui définit par ses affleurements le massif cristallin, d'où il sort aux Pleynets.

Considérant l'ensemble de la zone concentrique située entièrement à l'extérieur du synclinal de Vénosc, flanquant le haut massif à l'W et au SW, il paraît légitime de voir dans le synclinal ci-dessus une première séparation tectonique importante entre deux parties de l'ensemble. Dans l'ordre de l'imbrication des structures tectoniques du massif du Pelvoux, le pic de Valsenestre se trouve ainsi à l'origine N d'une première unité à distinguer au sein de la grande zone extérieure occidentale, à savoir d'un « arc méridional externe ».

On peut la décrire en gros (fig. 2 ; pl. 1 A) comme une masse anticlinale disposée en arc, de style général analogue mais à courbure d'axe plus accusée que la zone anticlinale W du haut massif, et qui moule l'ensemble du haut massif sur son côté externe SW. Elle est bordée entièrement d'un côté par le synclinal de Vénosc-Méollion, de l'autre par le synclinal indiqué plus haut (synclinal des Pleynets) débouchant dans les tréfonds du sillon subalpin, puis par le flanc même de la profonde dépression subalpine.

La surface d'érosion du socle n'y atteint que des altitudes modestes au N de la Séveraisse (pic de Valsenestre 2.752 m, Tête du Clotonnet 2.896 m), pour culminer dans ses parties S (Chaillol 3.163 m, Parières 3.076 m). Si l'orographie et la morphologie soulignent nettement bien des contours de la structure tectonique, l'aspect d'unité tectono-orographique s'efface au N, du côté des autres régions de l'arc externe, et au passage de grandes vallées transversales dont l'une (la Bonne, entre le Désert et la Chalp) n'apparaît en coïncidence avec aucun accident tectonique ; les deux autres (Séveraisse, Drac de Champoléon) sont néanmoins axées sur des synclinaux transversaux importants.

La couverture nummulitique, qui forme aux bordures E et SE du haut massif une auréole continue, étend son aire à toute la partie méridionale extrême, regardant au S, de la bordure de l'arc externe méridional, mais ne déborde pas vers le N l'extrémité W de cette façade.

La description de cette région tiendra compte des résultats d'études partielles parues (J. V., 1951 *b*, 1953 *a* et *b*, 1954 *a*, 1956 *a*, 1959 *a*), avec peu de changements.

2. **L'allure tectonique des parties élevées et les synclinaux transversaux du Bas Valgaudemar et du Val Estrèche-Champoléon.** — En l'état actuel de la dénudation du socle, aussi efficace ici que dans les diverses zones intérieures du haut massif, la partie intérieure de l'arc méridional externe ne semble laisser voir de structures bien apparentes, trahies par des affleurements de la couverture, qu'en deux régions bien définies : la vallée de la Séveraisse d'une part, les flancs de Val Estrèche et la vallée du Drac à Champoléon, de l'autre.

Le synclinal du Bas Valgaudemar est défini sans ambiguïté par une série d'affleurements synclinaux d'allure remarquable et bien groupés entre Villard-Loubière et Saint-Maurice (fig. 47). Ces affleurements, essentiellement jurassiques, jalonnent tous la rive droite de la Séveraisse, émergeant du Quaternaire (alluvions actuelles de la rivière, éboulis, cônes de déjection torrentiels des ravins affluents) à des niveaux allant de 950 à 1.050 m pour aller s'insérer en coins 150 à 400 m plus haut, dans la masse du versant cristallin.

Sur la rive gauche du torrent de Combariol, à quelques centaines de mètres seulement de la bordure des affleurements du synclinal de Vénosc, un lambeau de schistes jurassiques et de calcaires du Lias, flanqués d'un peu de spilites, apparaît comme une lame redressée dirigée NW, soit perpendiculairement

à l'axe de la vallée à cet endroit, et profondément enfoncée en coin dans les schistes cristallins qui en chevauchent légèrement la bordure NE. Cet élément de synclinal est donc à peu près parallèle à la direction locale du synclinal de Vénosc. Sa partie SE la plus avancée, au talus que les calcaires liasiques forment au-dessus de la route, entre les spilites et une barre de gneiss, montre des plissements attribuables à un effet de bourrage contre

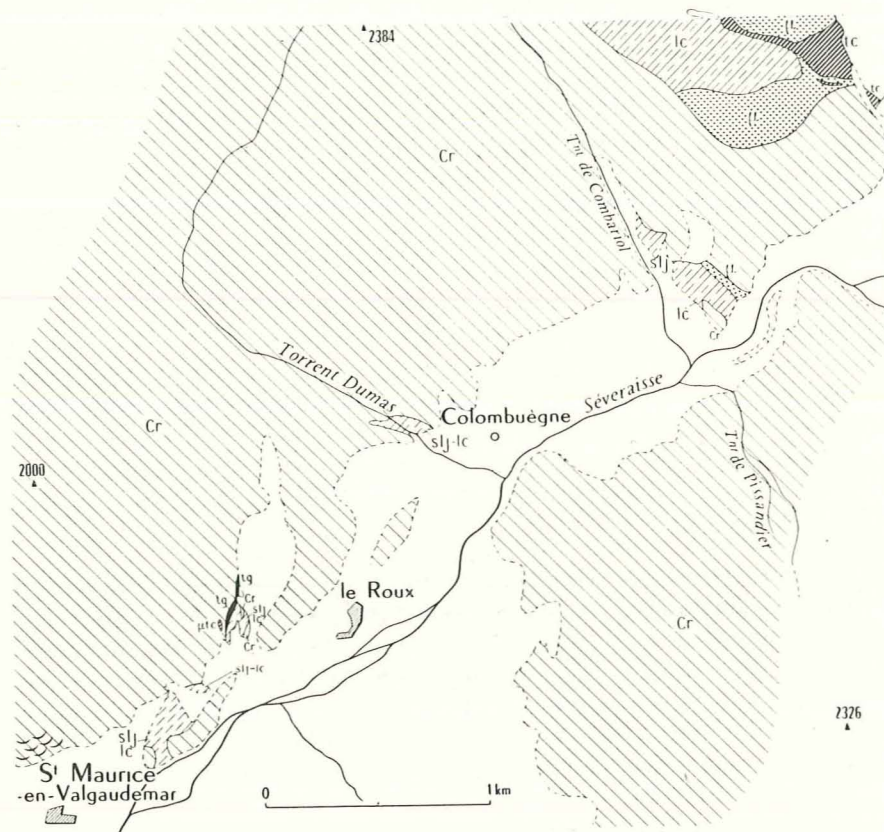


Fig. 47. — Affleurements synclinaux de la vallée de la Séveraisse entre Villard-Loubière et Saint-Maurice-en-Valgaudemar (pour la légende, voir fig. 4).

une fermeture du type « en fond de tiroir » déjà rencontré. L'autre versant de la vallée porte peut-être la trace de la continuation du pli dans le modelé du ravin de Pissandier. Vers le NW, remontant le ravin de Combariol, le pli ne laisse apparaître aucun prolongement et ne correspond à aucun accident dans la bordure du synclinal de Vénosc aux abords du col de la Vaurze.

Cette sorte de feuillet de Lias ainsi pincé dans le Cristallin s'y trouve donc encaissé dans un ombilic profond. La fermeture latérale de cette fosse semble

assurée au NE côté duquel la vallée est épigénique dans le Cristallin, mais il est possible qu'à travers le large espace couvert de Quaternaire à l'aval, la structure synclinale profonde se développe et réalise la soudure avec le petit affleurement synclinal pincé de calcaires liasiques à cœur de schistes jurassiques qui émerge du sommet du cône de déjections de Colombuègne (torrent de Dumas).

Encore très transversal par rapport à l'axe de la vallée, dirigé à peu près W, ce synclinal montre très bien la fermeture de ses affleurements coincés dans le Cristallin à leur sommet. La pointe extrême, sur la rive droite du torrent de Dumas, en dessine à l'échelle métrique une courbe arrondie de socle massif se raccordant à une cassure qui prolonge le flanc S; la rive gauche montre un repli souple des calcaires enserrant une véritable poche de schistes noirs. Le synclinal est isoclinal, redressé mais déversé vers le N, avec un chevauchement du flanc S de l'ordre de 60 à 70°, s'abaissant à 45° au sommet des affleurements.

Entre le Roux et Saint-Maurice, les affleurements synclinaux, en îlots de dimensions diverses, séparés par du Quaternaire, jalonnent à partir de sa base une corniche ascendante d'orientation moyenne N 30° E, dont le modelé et le revêtement d'éboulis se prolongent encore assez au-delà; ces éboulis contiennent, en un point, des calcaires liasiques et peut-être des spilites, provenant probablement des déblais d'une ancienne galerie de la mine de Saint-Maurice dont l'entrée a été noyée par les éboulis. Les plus élevés des affleurements montrent une bordure W de quartzites, le reste du contenu sédimentaire consistant en calcaires liasiques enserrant des lentilles éparses de schistes noirs, sans Trias. L'un de ces affleurements montre une structure très disloquée avec une crête médiane du socle plus ou moins tordue et disjointe en lames irrégulières et acérées. Vers le SW, l'affleurement inférieur présente une masse de calcaires avec paquets de schistes subverticaux N à NE, et dont les affleurements viennent s'insérer à la base entre deux masses de Cristallin se rapprochant en mâchoire d'étau. On peut voir ici au talus de la route la courbe générale régulière en anticlinal du Cristallin d'une des mâchoires constituée d'une série de marches d'escalier de 1 à 2 m, correspondant à des petites failles.

Le synclinal du Bas Valgaudemar apparaît donc dans des ombilics allongés d'orientations diverses mais jalonnant le fond de la vallée. Il s'agit d'un accident profond dans les ombilics; mais entre ceux-ci, et plus précisément aux extrémités, peuvent se situer des crêtes anticlinales transversales relativement élevées, contreparties des ombilics. L'irrégularité générale d'une telle structure est à rapprocher des aspects de la partie N de la cuvette synclinale de Morges, et il est possible d'y voir l'influence du litage général préexistant de la série cristallophyllienne, contrariant le plissement de la masse du socle dans une direction transversale.

Il convient de rappeler que P. Termier (1896), à qui n'avaient pas échappé les divers affleurements synclinaux de Lias du Bas Valgaudemar, a déjà

signalé l'existence, pour lui indubitable, d'un synclinal transversal du Valgaudemar.

On remarquera d'autre part que la mine de Saint-Maurice a exploité un filon du type B. G. P. C. (principalement galène) qui s'est mis en place dans la zone des racines intracristallines du synclinal du Valgaudemar et peut-être jusque dans les flancs du pli de Sédimentaire.

De même que le synclinal du Bas Valgaudemar sépare les groupes orographiques distincts du pic de Valsenestre et de la Tête du Clotonnet, au NW, de celui de Chaillol, au SE, de même, vers le SE, entre Chaillol à l'W et Parières-Cédéra à l'E, une *série d'affleurements jalonne encore un synclinal transversal*. Ce dernier, aux aspects tout d'abord moins profonds et moins encaissés, très différents de style, est *axé sur la vallée de Navette, le Val Estrèche et le Drac à Champoléon* (pl. 1 A ; fig. 8 et 48).

L'affleurement de Trias, avec des grès bien développés à la base, de la Tête Virante, est un lambeau reposant très calmement, à peine basculé, vers 2.650 m d'altitude, sur la longue arête peu déprimée (col du Château 2.500 m environ) qui unit les massifs de Chaillol et de Parières.

Au versant E du Val Estrèche (éperon E du Puy des Baumes), vers 2.450-2.500 m, un paquet de Trias calcaire portant des spilites couvre un épaulement et bute à l'W contre une faille.

Ici, le socle renferme une formation de schistes noirs, grès micacés et grès brunâtres, avec des lits interstratifiés d'une roche dure à grain fin pouvant dériver d'un matériel volcanique, ensemble assez clairement non métamorphique dont l'âge carbonifère est peu douteux. Encaissée dans un ravin abrupt, le ravin de la côte du Cendre, elle constitue un synclinal énergiquement pincé, digité, fortement laminé et broyé par places, sur 500 m de dénivellation, ne représentant au sommet qu'un remplissage, sur 1 à 2 m de puissance, de la faille alpine. A la base du ravin, le synclinal de Carbonifère s'évase en même temps que les murailles de gneiss dont une lisière de schistes et grès souligne le pied avant de disparaître sous l'abondante couverture quaternaire du fond du Val Estrèche.

Vers le SE, le Drac occupe la ligne médiane d'un ample « golfe » synclinal de Trias et de Jurassique avec des spilites. Cette demi-cuvette elliptique, bien circonscrite par ses affleurements N en fond de vallée, montre cependant l'amorce de prolongements septentrionaux à des niveaux sus-jacents, au flanc des pentes rive droite du Drac, au N des Baumes (sentier des lacs de Crupillouse) et, au SW des Baumes, au Chapeau (vestiges de recherches pour cuivre).

On peut définir la partie caractéristique de ce pli profond, à coupe d'auge glaciaire, avec un fond plat entre des flancs latéraux abrupts, comme un pli coffré (fig. 49). La présence de spilites sur le bord du Drac (hameau du Châtelard), la disposition des couches du Lias à la base de l'aiguille de Cédéra, l'amorce de la courbe que forment les affleurements de Trias et spilites au N, indiquent la présence d'un fond plat. Toutefois, le chevauchement du granite,

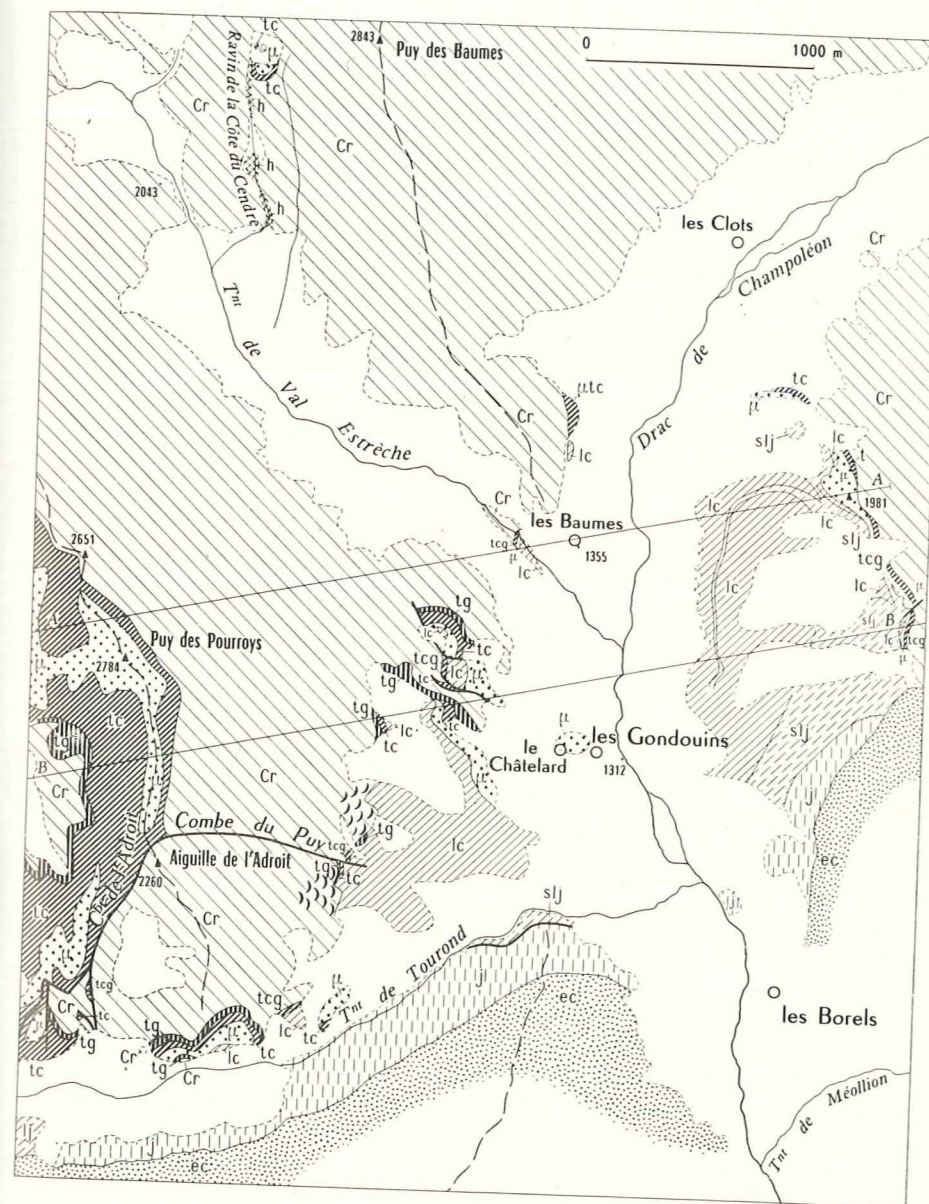


Fig. 48. — Le synclinal du Drac à Champoléon et structures voisines (pour la légende, voir fig. 4).

sous un pendage d'environ 50 à 60° NW, sur la couverture normale de Trias gréseux et calcaire, spilites, Lias calcaire, à la base du Val Estrèche, trahit des complications dans le détail, tandis qu'il est peut-être directement prolongé au N par celui qui, à 60-70° W à WSW, amène en contact anormal de faille le Lias calcaire, puis les spilites et le Trias avec les gneiss au-dessus du sentier des lacs de Crupillouse.

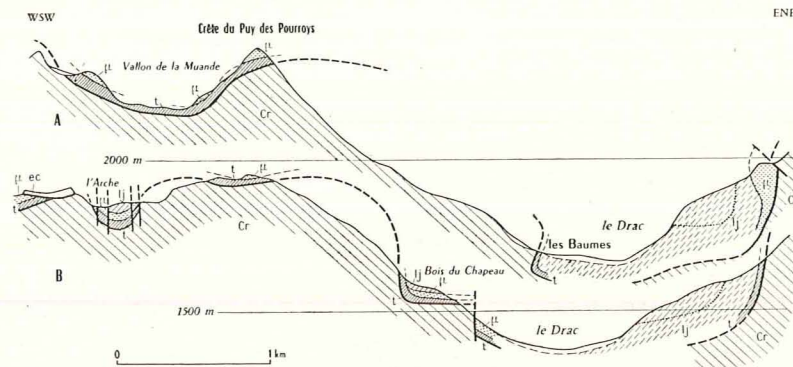


Fig. 49. — Deux coupes à travers le synclinal du Drac à Champoléon et les replis du versant SE de Chaillol.

Lignes de points : direction de stratification (pour le reste de la légende, voir fig. 4).

Le versant W de la cuvette montre d'autres chevauchements du granite sur la couverture, mais ils ne représentent cette fois que des balancements superficiels à la base de paquets glissés. Toute la partie du flanc de pli définie par les affleurements de Trias et de Lias est en grandes marches d'escaliers disposées en plans inclinés obliques et soit séparées par des failles subverticales NW, sinueuses, soit se raccordant selon un mode souple avec des panneaux où les couches sont redressées à la verticale avec la surface du socle cristallin.

A l'E, le contact qui s'observe entre le socle cristallin de Cédéra et les formations sédimentaires du synclinal, vers 1.900-2.000 m d'altitude, dirigé NNW, est simple. Ce contact et sa bordure de Trias et spilites (avec quelques lentilles de calcaires liasiques laminés, sous les schistes noirs jurassiques, par l'effet d'une tectonique de couverture) forment une bordure simplement très redressée (70° W évalués en un point) ou subverticale, recoupée par deux petites failles : l'une de celles-ci forme encore un chevauchement dû au glissement d'un paquet du versant cristallin sus-jacent.

L'ensemble du synclinal transversal de Val Estrèche-Champoléon subit en définitive un fort ennoyage d'axe à la bordure externe vers laquelle il s'ouvre largement. Il indique, dans sa partie la plus intérieure, une simple ondulation et, sans doute localement, une tectonique d'effondrement en petit graben basculé dont le ravin parallèle, à l'E, à celui de la côte du Cendre,

dans les parois du Puy des Baumes, doit marquer le passage de la faille-limite orientale (fig. 48).

Les deux synclinaux transversaux divisent l'arc anticlinal méridional externe en trois soulèvements diversement individualisés et diversement importants, mais l'absence de véritable coupure tectonique, même dans le Valgaudemar, conserve à la structure d'ensemble une grande unité. En ce qui concerne le Valgaudemar, caractérisé par ses profonds ombilics intérieurs, on constate en effet, en particulier, que le synclinal transversal ne correspond aux bordures qu'à des traces de raccord très discrètes avec les synclinaux voisins qu'il unit. Au NE, il convient de voir le raccord dans la grosse poche que forme le synclinal de Vénosc entre le col de la Vaurze et Villard-Loubière, comme je l'ai déjà indiqué. Un tel type d'accident, « en ombilic », on le verra, marque assez régulièrement une jonction de synclinaux.

3. Les bordures. Tectoniques anténummulitique et postnummulitique du socle à la bordure S. — Le rameau détaché du synclinal de Vénosc au N du pic de Valsenestre est indubitablement prolongé en direction S 35° W (fig. 36) par une trace de cassure, un affleurement de Lias isolé qui s'aperçoit à distance au bord S du vallon de la Chalp, l'étroit couloir de la Combe Argentièr. Or, dans le même prolongement au S de la Bonne, un sillon bien marqué encore dans le bassin d'alimentation du ruisseau de la Réméouse vient rejoindre les pentes d'éboulis et de Glacière des Pleynets. De celles-ci émergent au SW, à la même altitude, des rognons de calcaires triasiques, suivis de spilites, puis d'un synclinal symétrique de calcaires du Lias et schistes jurassiques, l'ensemble redressé mais un peu déjeté vers l'W appuyant donc son flanc occidental sur la surface plus modérément inclinée de la Tête du Gris.

Sans autres précisions, il est néanmoins clair (pl. 1 A ; fig. 50) que le rameau détaché du synclinal de Vénosc au N du pic de Valsenestre se retrouve en synclinal bien formé, et à une altitude sensiblement plus basse, à la bordure externe du massif cristallin. C'est le *synclinal des Pleynets* qui, se dirigeant cette fois au S, et renfermant des masses épaisses de schistes noirs et surtout de Lias calcaire, ne cesse de s'élargir vers le S tout en se présentant selon une coupe transversale d'altitude fortement décroissante.

A partir des Pleynets, la bordure des affleurements du socle forme jusqu'à l'W du pic de Chaillol (signal du Barry) un grand arc accidenté de sinuosités peu profondes et marquant la convexité du massif cristallin (pl. 1 A). Jusqu'à la Séveraisse, elle suit le flanc du synclinal des Pleynets.

Cette bordure est de structure simple et assez monotone. En particulier, elle est peu faillée (rares failles transversales locales). Au N (versant W de la Tête de la Réméouse), elle est très redressée ou subverticale. Vers le S, elle chevauche peut-être sur d'assez longues sections en approchant de la Séveraisse ; dans la dernière partie S de ce parcours apparaissent des laminaux : le Trias calcaire assez régulièrement développé ailleurs y disparaît ainsi sur au moins 1 km entre les spilites et les gneiss à amphibole ; des feuil-

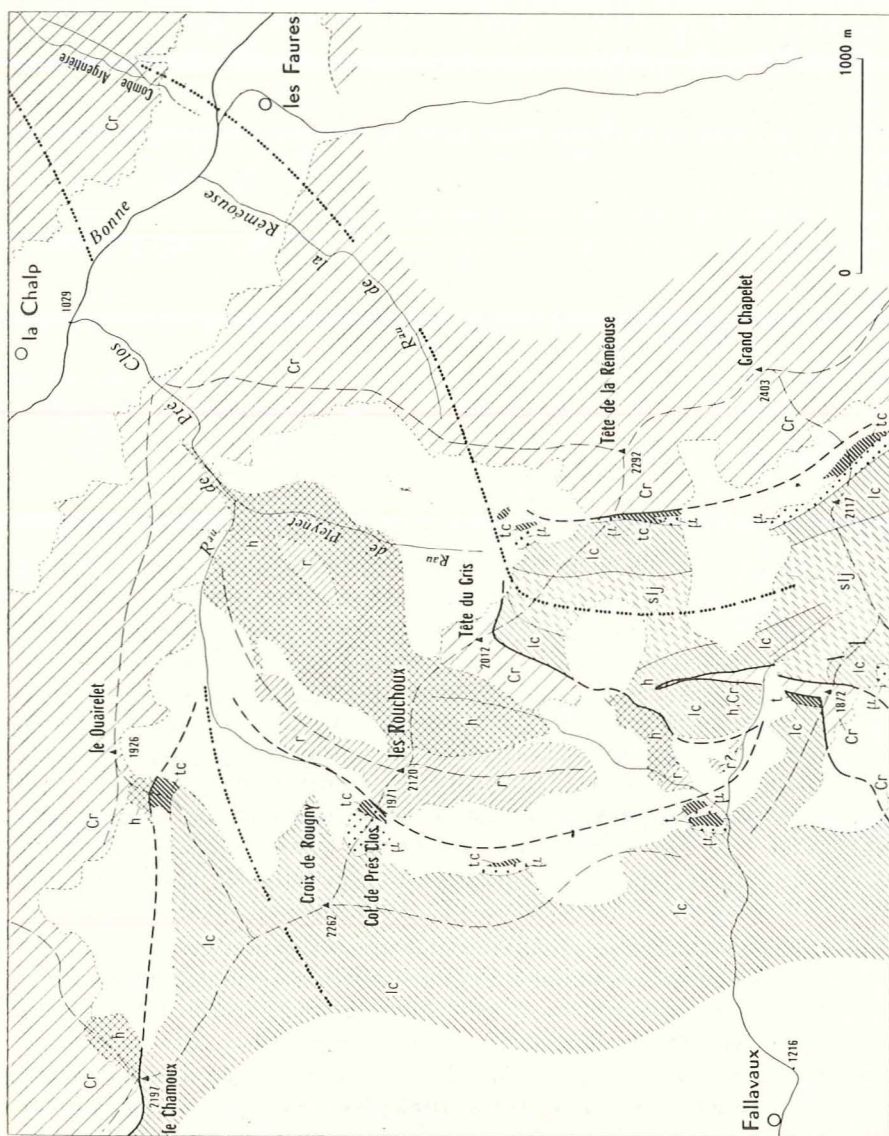


Fig. 50. — Région des Rouchoux et abords (pour la légende, voir fig. 4 et 7).

letages parallèles au contact du Sédimentaire apparaissent dans cette même zone dans la bordure cristalline. Ce même secteur montre en regard, dans les terrains sédimentaires, des complications sous forme d'écaillés de Trias calcaire et de spilites prises dans le Lias calcaire schisteux ; il n'est pourtant pas certain que cet écaillage de la couverture soit en relation avec les laminages de la bordure : on a vu plus haut d'autres exemples d'une tectonique de la couverture indépendante de celle des replis du socle et à laquelle il faut la considérer comme antérieure.

La Séveraisse et la Séveraissette sont axées sur des angles rentrants de la bordure cristalline (fig. 51) entre lesquels se place un gros lobe saillant arrondi. Une troisième sinuosité en creux, plus petite que les premières, axée sur le torrent des Courts, déforme localement ce lobe.

Aux points où j'ai pu observer les structures de la bordure au S de la Séveraisse¹, le plongement de cette bordure est le plus souvent subvertical. Seuls des chevauchements très locaux du Cristallin semblent y exister. Ils peuvent cependant atteindre une inclinaison de 45°, ou même une position plus couchée, selon la surface de failles tranchant nettement les couches de terrains sédimentaires (faille chevauchante au N du torrent des Courts) ; dans le chevauchement au versant W du Barry, le Trias est en grande partie laminé, les spilites le sont dans une moindre mesure, le Lias montre une nette discordance angulaire avec la bordure cristalline, et aussi triasico-spilitique ; le chevauchement qui accuse un pendage de 30-45° NNW est donc aussi le fait d'un laminage et d'une faille associés. La sinuosité rentrante, bien visible dans ses détails dans le ravin du torrent des Courts, montre nettement la rotation (d'WNW à N) des couches verticales du Lias calcaire épousant la direction de la bordure cristalline.

Il résulte de ces diverses observations que les sinuosités caractéristiques de la bordure ne sont pas, comme une impression première pourrait le laisser penser, le fait d'un grand chevauchement d'ensemble de la bordure amenant les points bas en arrière des points hauts, mais épousent des plis. Ainsi, le synclinal du Bas Valgaudemar correspond, à son issue externe, à un repli synclinal atténué de la bordure. La Séveraissette correspond aussi à un repli synclinal transversal dont semble d'ailleurs manquer toute autre trace caractéristique vers l'E.

Il faut noter tout particulièrement l'aspect d'ensemble de ce vaste flanc du massif cristallin, aux lignes simples et lourdes, très fortement relevé sans intervention de grandes failles, et ayant redressé régulièrement sa bordure de terrains sédimentaires qui n'est laminée que partiellement et localement. L'orographie (au Grun de Saint-Maurice et au Banc du Peyron) montre que l'ampleur verticale de ce *grand pli monoclinale abrupt qui constitue le flanc externe SW du massif du Pelvoux* doit être grande.

Sur toute la longueur de la partie extrême S de la bordure cristalline,

¹ Observations complémentaires en Appendice.

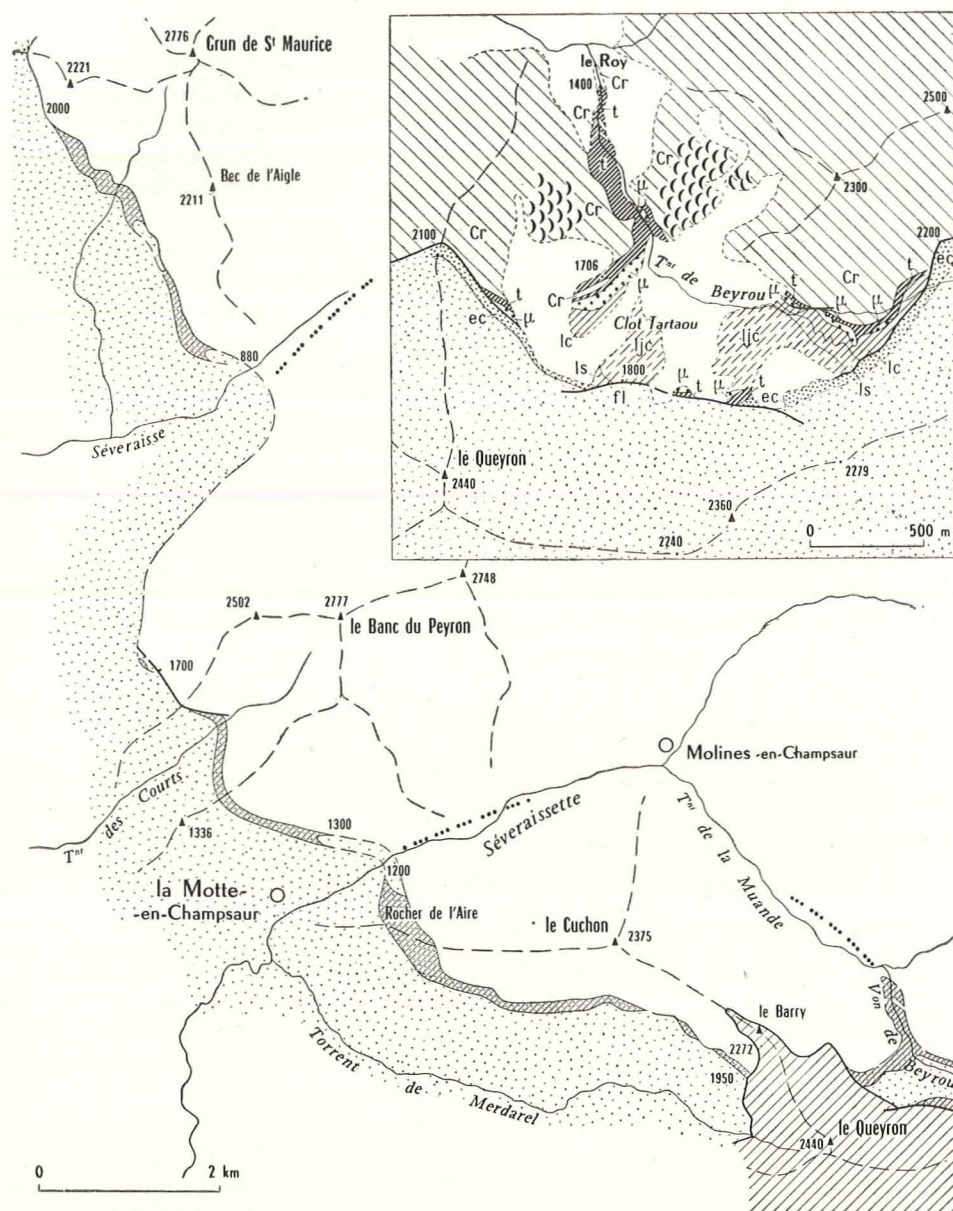


Fig. 51. — Bordure du massif du Pelvoux, secteur SW.

En cartouche : affleurements observés des accidents du vallon de Beyrou (pour la légende, voir fig. 4 et 7).

du signal du Barry à l'aiguille de Cédéra, apparaît sans transition, avec toute son importance, la couverture priabonienne. Elle repose sur un socle anténummulitique dans lequel s'inscrit un plissement énergiquement accusé par les structures des affleurements synclinaux de Trias et de Jurassique et l'arasement des anticlinaux du socle, intermédiaires. Ce secteur sera donc décrit séparément au niveau du plissement sous-jacent à la couverture priabonienne et à celui de la déformation de la base de la couverture priabonienne.

Au SW de Chaillol, le vallon de Beyrou est creusé dans un *synclinal des terrains anténummulitiques*, partie d'un système de *plis énergiquement exprimés et d'allure profonde* (fig. 51, cartouche).

On voit dans le fond du vallon à l'extrémité N des affleurements sédimentaires, deux lames de Trias alternant avec deux lames de Cristallin, l'ensemble ainsi que le Cristallin chevauchant au N montrant un pendage de 30-40° vers le NNW ou le N.

Cependant, les structures synclinales d'ensemble se développent, non vers l'W ou l'E, mais vers le S et avec un tout autre caractère. Le Trias est d'abord très étroitement encaissé sur l'axe même du vallon entre deux flancs abrupts de Cristallin ; il est vrai que cette disposition rétrécie est en grande partie l'effet de vastes glissements en masse du Cristallin des deux versants, glissements qui n'en traduisent pas moins eux-mêmes l'existence d'un synclinal à bords abrupts de terrains peu résistants axé sur le vallon. La direction du pli est N 35°-40° W. Cette structure s'évase beaucoup et brusquement avec le vallon lui-même, remplie de calcaires jurassiques ; elle est bien définie par ses deux bordures de Trias et spilites contre le Cristallin : à l'E où une bordure subverticale ESE en bas, courant en pied de falaise cristalline (et rompue par une faille oblique) s'adoucit progressivement vers le haut ; à l'W où un repli secondaire apparaît sous l'aspect d'une lame subverticale de Cristallin émergeant du Trias parallèlement à la bordure ; un peu plus à l'W et plus haut, la bordure du Cristallin de l'éperon N du Queyron s'enfonce en pente régulière vers le S, sous le Nummulitique d'abord, le Trias surmonté de spilites ensuite.

Or, plus au S encore, à peu près dans le prolongement en ligne droite du synclinal pincé de Trias, du Trias et des spilites viennent surmonter topographiquement les calcaires jurassiques du Clot Tartaou ; à l'E, ils sont recouverts par les conglomérats du Priabonien transgressif ; à l'W, ils sont plaqués par faille contre des niveaux plus élevés de la série nummulitique. Ce Trias ne semble pas avoir l'allure « flottante » d'une écaille de couverture ; il faut donc plutôt y voir un élément de bordure N d'une structure anticlinale dans les terrains anténummulitiques, située par conséquent au S, et cachée sous le Nummulitique.

Le *synclinal du vallon de Beyrou*, passant au NE de cette structure, se présente comme s'il se prolongeait vers l'ESE et peut-être l'E, sous le Nummulitique non affecté par sa déformation, avec une disposition arquée. A ce synclinal, de disposition concentrique dans l'ordre général des struc-

tures du massif, paraît se souder un synclinal transversal amorcé dans la région W du Clot Tartaou, séparant de l'anticlinal S la retombée frontale d'un *brachyanticlinal des terrains anténummulitiques du Barry* ; celui-ci correspond à une région anticlinale anténummulitique définie à la bordure du Nummulitique qui vient reposer directement sur le Cristallin ; il est imparfaitement défini cependant, seules des amorces synclinales apparaissant en relation avec l'orographie et la morphologie aux deux extrémités de la vallée de la Séveraissette-torrent de la Muande.

Quant aux chevauchements du fond du vallon de Beyrou, il est difficile d'y voir plus que des accidents locaux et ils restent la seule trace (on finira de le voir au cours des pages suivantes) du refoulement anténummulitique, vers le S, du Cristallin sur le Trias et le Lias que décrit P. Lory (cf. en ce qui concerne la région de Champoléon : J. Goguel, 1948).

Au S de Chaillol s'étend un large espace anticlinal anténummulitique, entièrement débarrassé de ses terrains de couverture antérieurs au Priabonien (pl. 1 A). Ces terrains sont restés, par contre, conservés à l'E dans une dépression synclinale axée sur le torrent de la Muande (fig. 49). Cette dépression est peu accusée. Elle contient essentiellement un vaste placage de Trias surmonté de spilites abondants, qui s'élève en manteau continu sur le versant depuis le fond du vallon de Tourond jusqu'à 2.750 m d'altitude au S du pic de Mourre la Mine. Ça et là, le Cristallin émerge en fenêtres à la faveur d'ondulations anticlinales. Il est donc aisé de voir que l'ennoyage axial vers le S de la dépression épouse à peu de choses près la pente générale du versant. Il est à noter que, plus au S, le vallon de Tourond, et plus spécialement sa rive droite, laissent apparaître brusquement, sous le Nummulitique (fig. 48), une assez grande épaisseur de Jurassique schisto-calcaire. La partie axiale de la dépression synclinale de la Muande est occupée, vers la mi-hauteur, par un graben peu profond, formant surtout un coin affaissé ayant conservé des calcaires liasiques ; cet accident se trouve à l'emplacement d'une rupture de pente convexe, l'inclinaison générale des structures comme du versant s'accusant à l'aval ; un bossellement par plis souples associés à de petites failles définit l'allure générale des détails de structure.

La ride anticlinale peu marquée qui limite à l'E la dépression de la Muande la sépare du synclinal coffré profond du Drac à Champoléon. Elle n'est qu'en partie dénudée de son Trias. Son ennoyage axial au S devient très fort à la base, près du fond du vallon de Tourond au S de l'aiguille de l'Adroit, dans une série de petits replis souples synclinaux et anticlinaux engageant avec la bordure cristalline le Trias, des spilites, et aussi du Lias (fig. 48).

En même temps, on observe ici le raccord progressif, arrondi, entre le flanc S de l'anticlinal de Chaillol et son flanc E, c'est-à-dire l'évasement à son bord occidental du synclinal du Drac à son débouché à la bordure externe du massif.

Toute la partie inférieure de la ride anticlinale à l'E de la Muande est engagée d'autre part dans un accident qui mérite une description malgré

sa faible ampleur : l'écaille de l'aiguille de l'Adroit (fig. 48). Le déplacement de cette écaille a eu lieu vers l'W et vers le haut, par rapport au socle contigu, avec des valeurs de déplacement que l'on peut évaluer assez aisément, à l'E, à une centaine de mètres au plus. En dépit de cela, l'écaille est parfaitement circonscrite par la cassure de sa surface de glissement selon la combe du Puy à l'E, la Combe de l'Adroit et un couloir affluent de cette dernière à l'W ; de ce côté frontal une zone de Cristallin énergiquement broyé borde le couloir de l'Adroit ; de plus, il lui fait suite une série de petites écailles secondaires, également refoulées vers l'W et dans lesquelles le déplacement s'est visiblement amorti. L'écaille est couchée à 45° sur le socle.

A l'E du Drac, le flanc E du synclinal du Drac est tranché purement et simplement par la transgression nummulitique et la montagne de Cédéra occupe (pl. 1 A), comme le flanc S de Chaillol, l'emplacement d'un anticlinal anténummulitique dans le domaine duquel le Cristallin affleure seul en place jusqu'aux abords du synclinal de Méollion déjà étudié, dans le vallon de Prelles puis à la Rouite.

Le Priabonien repose partout en assises puissantes, s'élevant contre le flanc des soulèvements de Chaillol et de Cédéra jusqu'à des altitudes élevées (2.750 m au SE de Chaillol, 2.800 m à Cédéra). La surface de transgression du Nummulitique définit dans l'ensemble à son niveau une tectonique postnummulitique très lourde, massive (fig. 52). Un vaste mouvement de bascule inégal, sous un pendage moyen allant d'environ 30° au S de Chaillol à 40° à Cédéra dans les parties les plus élevées, est associé à des ondulations de faible amplitude et de grand rayon de courbure définissant une région anticlinale au S de Chaillol et un synclinal au passage du Drac avec repli synclinal et anticlinal dans la région haute intermédiaire. Ce grand monoclinal ondulé, aux pendages S dans sa partie W, s'infléchit peu à peu en allant vers l'E, jusqu'à des pendages S 30° E entre le lac de Cédéra et la Rouite ; il dessine une portion de flanc de dôme. Dans le détail s'observent ça et là quelques failles (au S du Clot Tartaou par exemple) et de petits replis souples parfois bien accusés (au S de Chaillol).

Le mouvement de bascule est tel au SE de Chaillol que l'on peut voir qu'il est le principal responsable de l'ennoyage axial de l'ondulation synclinale anténummulitique. Il a pu y avoir néanmoins ici des replis anténummulitiques aux formes vigoureuses, comme le montre la disposition de Priabonien de la crête de l'Arche, dont la base tranche un flanc de pli très accusé de la bordure cristalline et de la couverture de Trias, spilites et calcaires liasiques.

A son extrémité SE, la bordure de l'arc externe méridional est entièrement engagée dans le massif cristallin. Elle a été décrite plus haut mais il importe de souligner les positions réciproques du haut massif et de son arc externe ici : l'arc externe, moulé à son extrémité SE par l'extrémité S du haut massif formant l'autre flanc du synclinal des Goudemards-

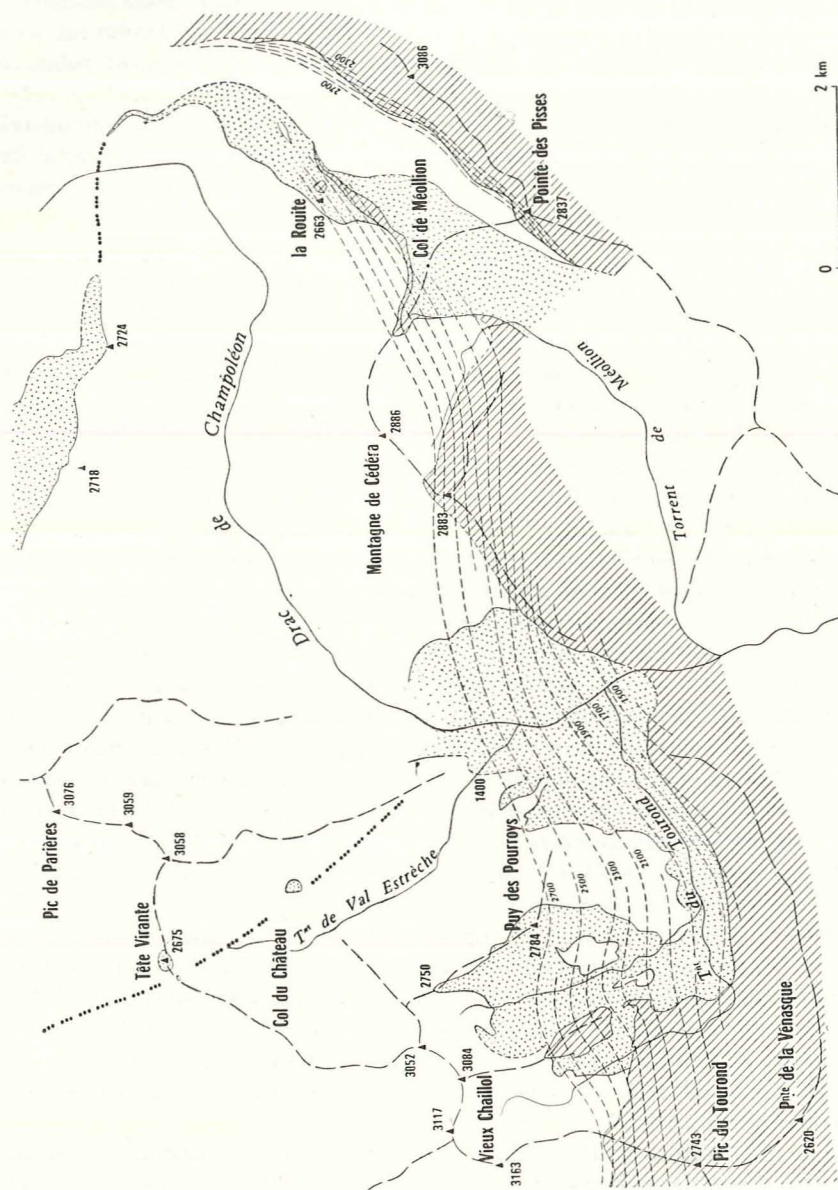


Fig. 52. — Bordure S du massif du Pelvoux. Position de la base du Priabonien (pour la légende, voir fig. 7).

Méollion, est encapuchonné par elle (pl. 1 A ; fig. 2 et 52), ce qui fait qu'il ne peut plus y avoir à l'E aucun prolongement quelconque des structures propres à l'arc externe, dont l'extension dans cette direction du plissement et du soulèvement apparaît contrariée par le plissement et le soulèvement qui ont formé le haut massif.

4. Aspects généraux de la masse anticlinale. — On voit qu'il faut distinguer ici, comme aux bordures E et SE du haut massif, et avec une netteté encore plus marquée dans l'ensemble, deux tectoniques anté-et postnummulitiques.

Par rapport aux effets résultant de ces deux tectoniques, l'arc externe méridional, brachyanticlinal complexe allongé, arqué, est formé de trois intumescences juxtaposées principales, plus ou moins distinctes, les brachyanticlinaux du pic de Valsenestre-Tête de Clotonnet, de Chaillol et de Parières-Cédéra, auxquels s'adjoint latéralement celui du Barry. Embouti contre le flanc de la terminaison S du haut massif à sa retombée périclinale arrondie SE, le brachyanticlinal allongé forme à son autre extrémité, au NW, une terminaison axiale, tout au contraire d'allure anguleuse cassante, par laquelle il doit chevaucher les schistes et calcaires jurassiques du carrefour synclinal du Haut Valsenestre. Selon des coupes transversales, ce pli montre presque partout, entre le synclinal de Vénosc et la bordure externe, deux flancs abrupts, souvent très abrupts, subverticaux, et l'on peut admettre qu'il s'agit encore ici d'un pli coffré dont la partie haute est très surbaissée ; dans sa partie SE, l'anticlinal, axé E, a des flancs sensiblement moins abrupts.

Par rapport à la tectonique purement postnummulitique, on ne peut observer que la façade S. Cette tectonique, dont les formes définies à la base du Priabonien sont beaucoup plus « lourdes » que celles de la tectonique sous-jacente, n'a repris des plis antérieurs, en apparence importants et profondément accusés, que dans une esquisse de larges ondulations ; par contre, c'est à elle que la bordure S doit son relief.

Les rapports de cette unité avec les masses anticlinales voisines et notamment le haut massif, observables partout comme effets résultants des tectoniques anté-et postnummulitiques, sont étroits. Comme on l'a vu, le plus haut point de la charnière synclinale de Sédimentaire de la branche S du synclinal de Vénosc, au S du Sirac, doit se trouver entre 2.200 et 2.400 m d'altitude. Ce point principal de soudure du haut massif avec l'arc externe exprime une solidarité assez grande du soulèvement et de la déformation. Il en est de même pour la soudure de l'arc externe méridional et de la zone du Clapier de Peyron-Rochail, qui se réalise le mieux dans la zone de surélévation d'axe maxima du synclinal des Pleynets, sur l'arête NW du pic de Valsenestre, à 2.500 m d'altitude au moins. On voit d'ailleurs que les synclinaux transversaux du Bas Valgaudemar et du Val Estrèche-Champoléon correspondent à des dépressions du socle dont l'une apparaît à peu près

aussi profonde (crête de la Tête Virante) et l'autre peut être beaucoup plus accusée (Valgaudemar).

En ce qui concerne la tectonique postnummulitique de la couverture, on sait que les interprétations jusqu'ici données des replis et des écaillés chevauchantes de la région de Méollion-Soleil Bœuf font exclusivement intervenir un moteur extérieur au soulèvement du Pelvoux et d'origine alpine interne, à l'exception de celle de J. Boussac. Je rappellerai seulement ici, parmi les complications de la couverture de la bordure S, le redoublement de la série nummulitique de base au S du vallon du lac de Cédéra et la présence d'un coin intercalé de Lias calcaire et schistes jurassiques (ou Lias schisteux) en série renversée, cantonné sur la crête faîtière de l'aiguille de Cédéra (obs. M. Latreille, J. Vernet ; *in* J. V., 1959 a) ; j'ai interprété cet accident (*ibid.*) comme une trace d'une tectonique de gravité (d'amplitude de déplacement peut-être faible) due à la surrection postnummulitique du socle ; mais cette hypothèse n'implique pas, *a priori*, son extension au domaine des écaillés de Soleil Bœuf.

H. — La zone du Clapier de Peyron et du Rochail (secteur N de l'arc externe), de la jonction avec les Grandes Rousses à son prolongement S déprimé de Beaufin.

1. Définition. Généralités. — La région soulevée qui vient enfermer l'extrémité N de l'arc externe méridional (pl. 1 A ; fig. 2), située par conséquent en position encore plus extérieure dans l'ordre des structures imbriquées, et aussi plus externe, a pour principale particularité d'être celle par laquelle le massif du Pelvoux se soude à la chaîne des Grandes Rousses. Cette unité anticlinale de forme irrégulière, assez renflée et aux reliefs élevés dans sa partie N (Clapier du Peyron 3.169 m, Rochail à la pointe de Malhauvert 3.049 m), peut être considérée comme se pinçant ensuite, s'effilant vers le S puis s'abaissant pour se prolonger en position très déprimée assez loin en dehors des limites générales du massif, c'est-à-dire jusqu'au-delà du Drac, à Beaufin.

Il est important de noter que la direction d'axe de cet anticlinal ainsi isolé est telle qu'il prolonge nettement la chaîne des Grandes Rousses ; le renflement principal et culminant continuant le pli des Grandes Rousses mais en déviant vers le S, son prolongement méridional ne poursuit pas la courbe amorcée selon le dessin général des enveloppes du Pelvoux, mais reprend la direction SSW des Grandes Rousses. Cette zone a d'ailleurs, dans sa partie N, les mêmes limites tectoniques que les Grandes Rousses avec le haut massif du Pelvoux (synclinal de Vénosc) et Belledonne interne (synclinal du col d'Ornon). La question des rapports exacts entre les éléments pétrographiques du socle cristallin des Grandes Rousses d'une part, du Clapier du Peyron et du Rochail de l'autre, n'est pas résolue (cf. P. Bordet, 1956) ; en tout cas, on retrouve, du N au S, dans le socle antétriasique

de l'anticlinal pelvouxien, des affleurements de Carbonifère (Vénosc, les Rouchoux, Aspres-les-Corps, Beaufin) dont le plus septentrional n'est que la suite continue de ceux des Grandes Rousses (L'Herpie).

L'orographie et la morphologie moulent très nettement les formes tectoniques générales de la zone Clapier du Peyron-Rochail du côté de l'abaissement d'axe du socle où a lieu, le long de la Romanche, la jonction avec les Grandes Rousses. A l'E du renflement principal se situe l'alignement de cols et de vallons qui jalonne le synclinal de Vénosc. A l'W, l'alignement des vallées de la Lignarre et de la Malsanne, par le col d'Ornon, situe le large synclinal du col d'Ornon, mais les thalwegs sont rejetés à l'W contre les flancs de Belledonne interne (Taillefer-Grand-Armet) et les reliefs cristallins du socle antétriasique du Rochail sont mal dégagés d'une puissante couverture, intensément replissée, de calcaires du Lias. Au S, ce n'est que par des formes et accidents de détail du relief de la surface d'érosion qu'est soulignée, çà et là, la structure géologique.

On a vu que la soudure entre cette unité et l'arc externe méridional est étroitement réalisée sur l'arête NW du pic de Valsenestre. Dans le même secteur très limité, on voit encore que, sur son autre flanc, l'anticlinal du Clapier du Peyron-Rochail extrêmement aminci est tout aussi bien soudé à la région occidentale extrême du massif du Pelvoux. Cette dernière paraît même d'autant plus dépendante du Clapier du Peyron-Rochail, et d'ailleurs presque aussi directement de l'arc externe méridional, que le soulèvement du socle y dépasse sans doute à peine le niveau des « cols » structuraux ci-dessus désignés ; l'un de ces cols a déjà été défini comme la surélévation d'axe du synclinal des Pleynets près de sa jonction avec le synclinal de la Muzelle ; l'autre, on le verra, marque la surélévation d'axe du synclinal de Valsenestre.

Il résulte de cela, ajoutons-le, qu'un autre mode d'exposition aurait pu être adopté sans grand inconvénient. Le mode adopté me paraît avoir l'intérêt de mieux dégager les rapports mutuels du plissement et du soulèvement du Pelvoux et de ses voisins septentrionaux plus externes et leur influence sur la tectonique locale.

Parmi mes études publiées concernant cette zone (J. V., 1953 a et b, 1954 a) se trouvent certaines conclusions qui seront ici modifiées.

2. Les anticlinaux du Clapier du Peyron et du Rochail. Données sur la tectonique des parties intérieures du renflement principal. — Quelques affleurements de Trias et de Lias, restés conservés notamment sur les crêtes même de la masse montagneuse cristalline du Clapier du Peyron et du Rochail, soulignent, en relation avec l'orographie et avec les accidents tectoniques, un certain nombre de traits caractéristiques du soulèvement de ce socle (fig. 53).

Au flanc W des affleurements de Lias du synclinal de Vénosc, le col du Vallon apparaît comme l'abaissement d'axe, entre l'aiguille de Vénosc et

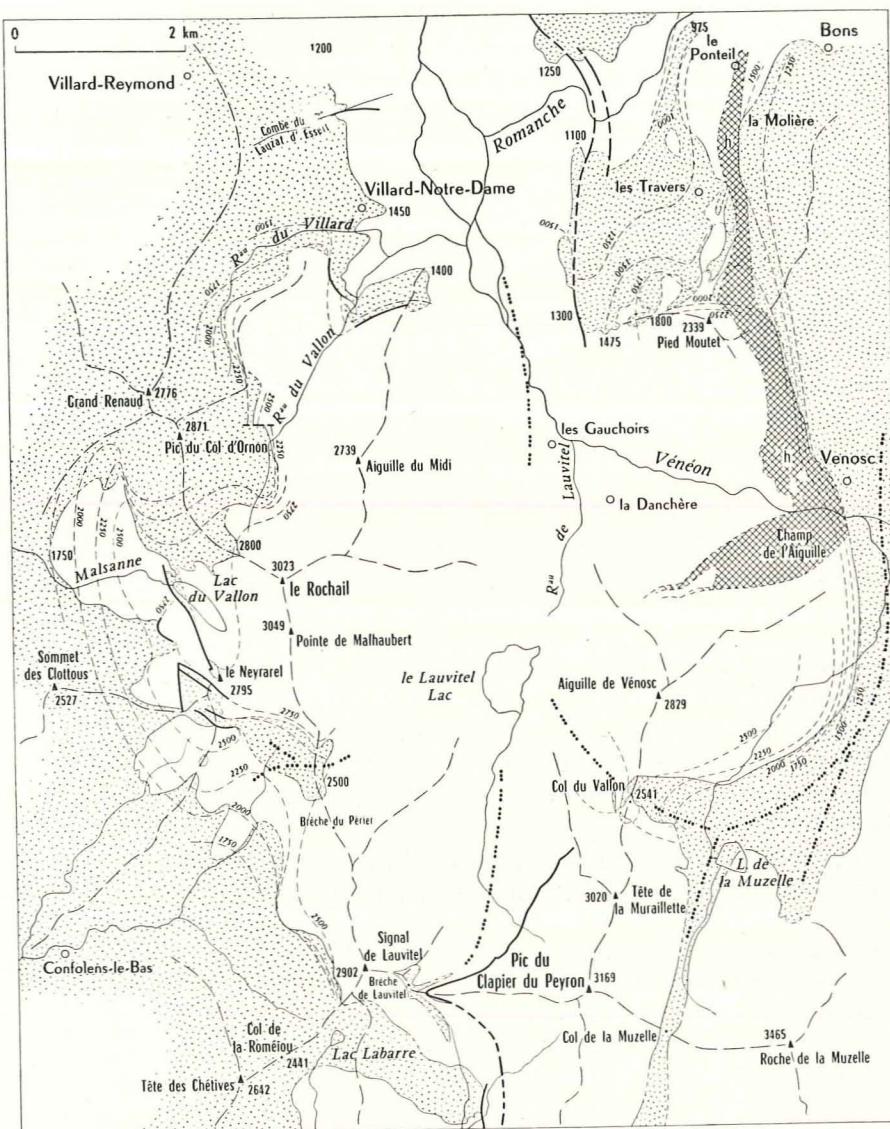


Fig. 53. — La zone Rochail - Clapier du Peyron.

Traits gras : failles (pour le reste de la légende, voir fig. 7).

la Tête de la Muraillette, d'un anticlinal correspondant à la crête ; les deux versants du col, dans leurs parties hautes, épousent à peu près la surface structurale du pli.

Ceci indique, de plus, que l'anticlinal n'a pas ici la forme surbaissée ou

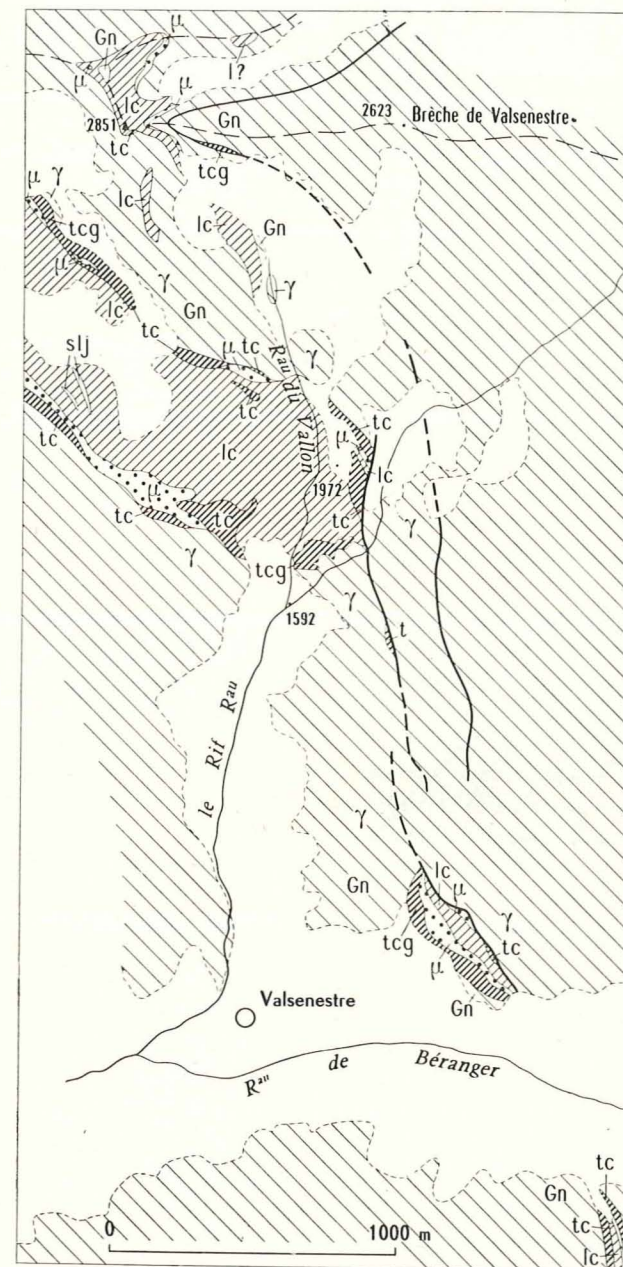


Fig. 54. — Le synclinal de Valsenestre et les accidents de la brèche de Lauvitel (carte)
(pour la légende, voir fig. 4).

à sommet plat déjà souvent décrite, mais est taillé en arête vive : le Cristallin y forme même localement un mur subvertical de roches laminées s'avancant vers le N en cap effilé (point 2.541) dans le Lias également subvertical.

Entre le Clapier du Peyron et le signal de Lauvitel se voient les traces de deux accidents très caractéristiques (fig. 53 et 54, 55 a).

Le premier, le *pli-faille oriental de la brèche de Lauvitel*, est constitué par une longue cassure subméridienne ondulée, franchissant l'arête de la brèche de Lauvitel à environ 100 m de la brèche. Dans sa partie N, entre 2.200 et 2.500 m d'altitude, la cassure semble subverticale, s'orientant au NE, en direction d'ailleurs du col du Vallon ; dans sa partie S, entre 2.000 et 2.200 m, elle semble affectée d'un pendage variable de l'ordre de 60° E. En s'élevant pour franchir la crête (vers 2.850 m), elle se couche progressivement vers l'W jusqu'à environ 45°. Sur le versant S (versant de Valsenestre), la partie inférieure de la paroi rocheuse terminale de la crête montre, dans le grand couloir oblique qui souligne l'accident cassant, une lentille de Trias et de Lias allongée sur 200 m au contact de la faille ; il s'agit d'un lambeau de couverture de flanc normal, situé sous la cassure à 45° ; le Cris-

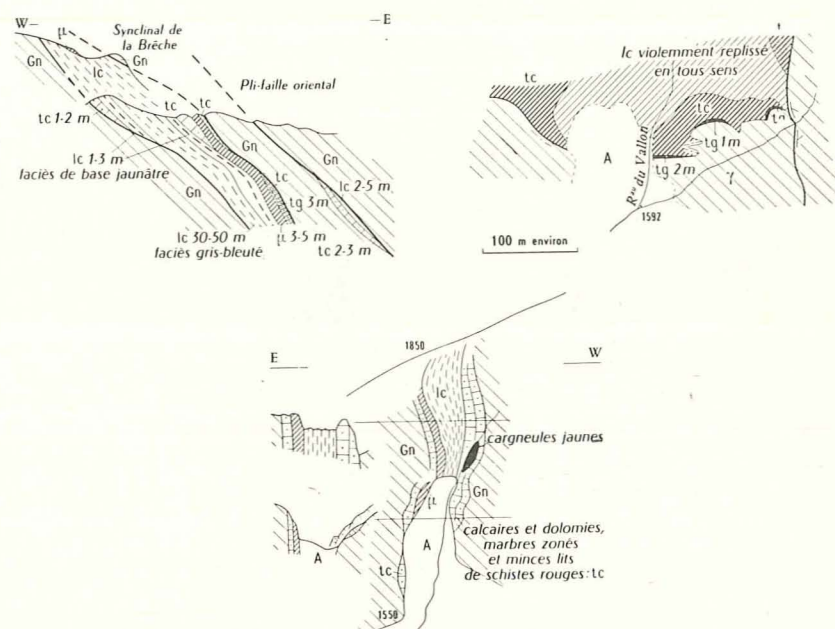


Fig. 55. — Le synclinal de Valsenestre et les accidents de la brèche de Lauvitel (croquis et coupe) (pour la légende, voir fig. 4).

Les renvois, dans le texte, à chacun des éléments de cette figure se font de la manière suivante :

— en haut à gauche : figure 55 a ; — en haut à droite : figure 55 b ; — en bas au milieu : figure 55 c.

tallin du flanc E de la faille chevauche directement 2 à 5 m de calcaires liasiques qui reposent sur 2 à 3 m de calcaires ou dolomies du Trias, bien adhérents à leurs substratum granitique ; l'affleurement est très contourné.

Le *synclinal pincé de la brèche de Lauvitel*, défini par quelques affleurements de Trias avec des spilites, et déjà noté par P. Termier (1896), est bien inscrit dans la morphologie par les deux grands couloirs qui descendent de part et d'autre de la brèche. La formation synclinale de Sédimentaire doit se fermer à sa charnière vers 2.300 m dans le versant S. Immédiatement au-dessus, elle apparaît comme un pseudo-fossé étroit, un peu ouvert vers le haut et légèrement déjeté à l'WSW, avec un flanc E vertical (pendage moyen de 60 à 70° ENE), pour se coucher de plus en plus à l'W vers le haut, comme le pli-faille oriental, jusqu'à un angle de déversement du même ordre. Vers le haut, le Trias apparaît aux deux flancs, mais à peu près complet seulement au flanc inverse ; le Lias montre une coupe symétrique, avec un faciès de base caractéristique aux deux flancs (également incomplet au flanc normal). Sur le large épaulement du plan incliné de la brèche (2.850 m) au point de jonction de la crête avec le contrefort qui borde au N le couloir vers Lauvitel, un petit lambeau de gneiss représentant un dernier témoin isolé du flanc inverse repose sur le Lias.

Ces deux accidents, surtout le second, marquant l'axe du vallon de Lauvitel, permettent de situer dans l'ensemble Clapier du Peyron-Rochail, une première séparation synclinale entre un anticlinal du Clapier du Peyron-col de Vallon, auquel se rattacherait l'aiguille de Vénosc en soulèvement relativement indépendant et un anticlinal du Rochail.

Au N de la brèche du Périer, la crête du Rochail est d'autre part coiffée par un affleurement de Trias et Lias avec spilites. Ces terrains reposent selon un plan incliné vers l'W et se terminent brusquement au N avec leur socle cristallin en repli synclinal aigu dont le flanc opposé se redresse à la verticale. Ce lambeau, soulignant la dépression de la crête de la brèche du Périer, indique une nouvelle séparation tectonique, cependant d'importance très secondaire, entre le signal de Lauvitel et le Rochail.

La vallée du Vénéon, enfin, à son débouché dans la plaine de Bourg-d'Oisans, porte sur un flanc des affleurements de couverture qui permettent de lui assigner une origine synclinale : les affleurements de Trias du versant W de Pied Moutet accusent avec le socle une série d'ondulations très marquées, par plissement souple associé à de petites failles ; or, ces ondulations accidentent (dans le sens horizontal comme selon la ligne de pente) une surface générale d'ennoyage perpendiculaire à l'axe de la vallée.

On peut rattacher à l'examen tectonique des parties intérieures de cette zone Clapier du Peyron-Rochail des remarques qu'appelle la disposition de la bande de Carbonifère de Vénosc (fig. 53). Au N, au flanc de la vallée de la Romanche, cette bande s'insère dans les schistes cristallins en position d'anticlinal par rapport aux structures alpines et à distance de la bordure du synclinal de Vénosc ; elle vient former le flanc W du socle du synclinal de

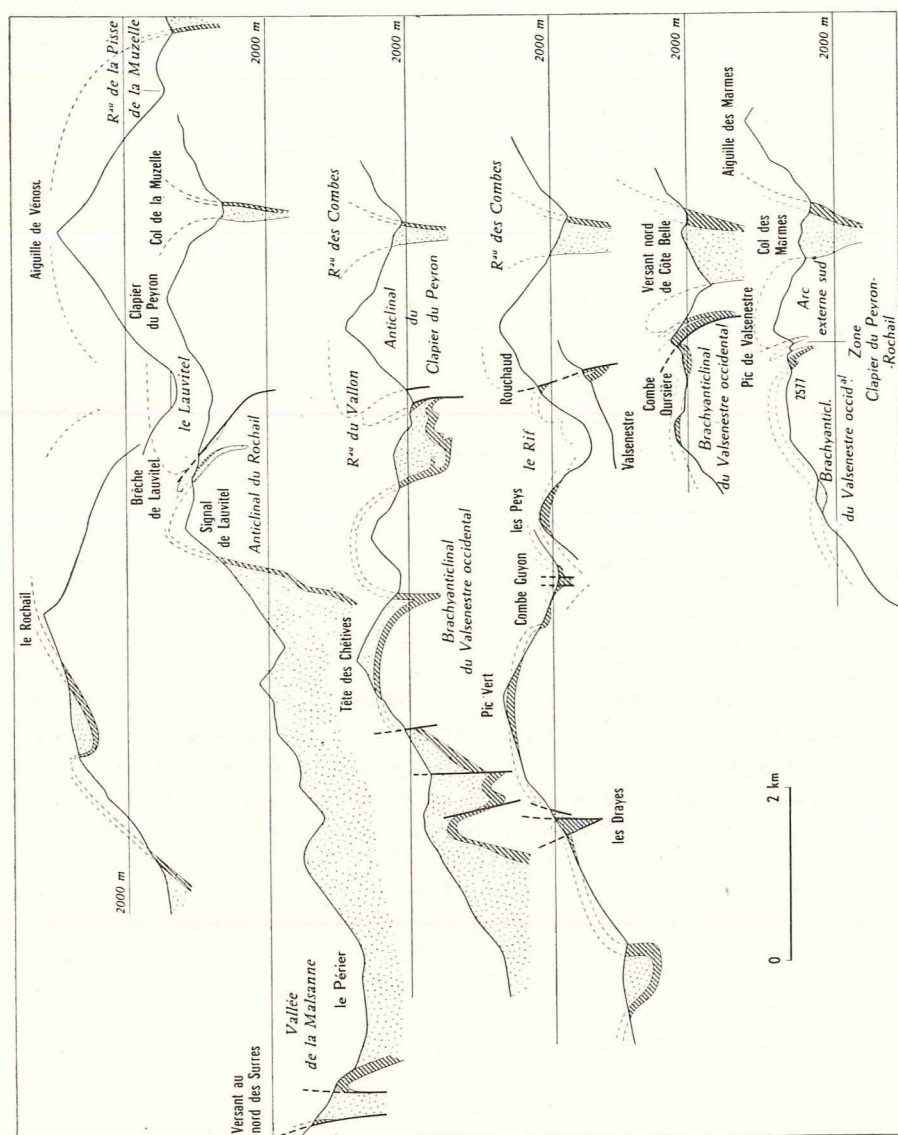


Fig. 56. — Série de coupes E-W, du Rochail au pic de Valsenestre.
En blanc : socle. — Hachures : Trias. — Pointillé : Jurassique.

Vénosc à partir de la transversale passant par Pied Moutet, pour s'en écarter très brusquement au S, sitôt traversé le Vénéon et y former le synclinal indépendant déjà signalé dans le versant NE de l'aiguille de Vénosc. On peut préciser que la divergence de ce dernier synclinal d'avec la bande houillère courant au N est d'environ 60° ; par le champ de l'Aiguille, l'affleurement atteint les escarpements N de l'aiguille de Vénosc en s'amenuisant pour se fermer vraisemblablement peu au-delà du grand ravin situé dans l'axe des escarpements. Le synclinal de Carbonifère ainsi vidé très certainement en hauteur est prolongé au SW jusqu'à l'E et très au-dessus du Lauvitel par des bandes de Cristallin mylonitisé. Une telle disposition tectonique d'ensemble montre que le synclinal de Carbonifère hercynien n'a pas joué à l'Alpin ; il a été engagé dans la tectonique alpine au hasard de sa situation dans le champ des déformations nouvelles. D'autre part, le synclinal du versant N de l'aiguille de Vénosc est déversé de 45° à 60° vers le NW ; la galerie d'amenée rive gauche du Vénéon ayant traversé le Carbonifère (coupe déjà citée) a montré le prolongement de ce déversement en profondeur. Or, au N du Vénéon et non loin, la galerie d'amenée de la rive droite révèle une bordure du Carbonifère du synclinal de Vénosc s'élargissant en profondeur, entre un flanc normal redressé du synclinal de Trias et Lias et un Cristallin chevauchant sous un pendage d'environ 70° W (fig. 32).

3. La zone déprimée de jonction avec les Grandes Rousses. (pl. 1 A ; fig. 53). — Dans la zone de très fort abaissement d'axe de la structure anticlinale qui s'étend au N de Pied Moutet et du Rochail, la vallée de la Romanche entre Le Fréney-d'Oisans et le Clapier occupe une situation privilégiée. Cependant, je n'ai pu étudier assez la disposition géométrique des divers affleurements, surtout du côté des Grandes Rousses, pour préciser ce point ainsi que la ligne d'abaissement maximum, définissant la charnière du synclinal transversal au sommet du socle antétriasique, qui doit se situer, au N de la Romanche, entre Auris et le Pont de la Romanche à Bourg-d'Oisans ¹.

Au N d'une ligne S de Villard - Notre-Dame - W de Pied Moutet - S des Travers - S de Bons, tous les affleurements de Trias indiquent, dans une large zone, une surface du socle au-dessous de 1.500 m d'altitude environ. Cet espace ainsi déprimé se rétrécit sensiblement sur la transversale du Ponteil. Ici se situe l'anticlinal de Cristallin et de Carbonifère qui n'est autre que la suite de l'anticlinal principal des Grandes Rousses, traversant la Romanche dans une région rétrécie de sa structure, avant de s'élargir à nouveau pour former l'éperon anticlinal de Pied Moutet. La position du Trias observable à la bordure du Cristallin et du Carbonifère de la région rétrécie indique un

¹ Un ensemble d'observations nouvelles me permet de compléter ailleurs la description de la tectonique du socle à la jonction Pelvoux - Grandes Rousses. Voir J. VERNET, B. C. G. F., t. LIX, n° 269, et T. L. G., 1964, t. 40 (Note ajoutée en cours d'impression).

niveau d'altitude très probable de l'abaissement d'axe de la crête anticlinale du socle, correspondant au rétrécissement, de 1.500 m environ vers le S, sans doute inférieur un peu au N, plus près de la Romanche. Le faite du « col » tectonique se situerait donc sur cet anticlinal. Immédiatement à l'W, le Trias s'abaisse au moins à 900 m d'altitude dans une dépression dont l'allure du fond est celle d'une petite cuvette allongée NNE et à fond plat, peut-être un graben. Plus à l'W, la base du Trias s'observe à des altitudes allant de 1.100 à 1.250 m sur les deux rives de la Romanche, en amont de son confluent avec le Vénéon. Un graben, bien visible celui-là, de quelques dizaines de mètres de profondeur, disposé en arc subméridien, la recoupe, traversant la Romanche ; la faille sinueuse, en moyenne NNW, qui le limite à l'W, peut se suivre assez loin au N et au S : à l'W de Pied Moutet, l'accident est une cassure subverticale contre le rejet de laquelle vient buter le flanc, de pendage marqué, de l'éperon anticlinal et parallèlement à laquelle s'observent, dans le Cristallin et le Trias, des traces de feuilletage ou de laminage. De Villard-Notre-Dame à Bourg-d'Oisans s'observe une bordure assez graduellement descendante, peu ondulée, mais rompue par au moins une faille dans la Combe du Lauzet d'Essert, ceci jusqu'aux abords du niveau de la plaine où elle s'infléchit pour se terminer par une plongée assez brusque.

Pied Moutet à l'E, le Rochail à l'W, surgissent avec vigueur de cette zone déprimée (fig. 53). A Pied Moutet, l'ascension du socle commence en front péricalinal de pendage relativement modéré, accidenté de multiples ondulations souples et, çà et là, rompu jusqu'à environ 1.800 m d'altitude ; au-dessus, le très brusque redressement du Cristallin en haute falaise d'érosion et la disparition de vestiges de couverture laissent supposer à ce niveau une part de tectonique cassante ample. Les contreforts N du Rochail forment, à l'E et à l'W du ruisseau du Vallon, deux éperons anticlinaux dont le front abrupt montre une tectonique semi-cassante ; à l'W, le Cristallin du Péron chevauche localement au NNE, sous un angle d'environ 45°, des lambeaux de Trias et spilites et du Lias calcaire très plissoté, sur le côté W d'une corniche de ces mêmes terrains disposés en amphithéâtre à travers le vallon entre 1.350 et 1.700 m d'altitude.

Les aspects décrits ci-dessus précisent l'importance de la séparation par laquelle la tectonique alpine a marqué l'individualité des soulèvements du socle du Pelvoux et des Grandes Rousses, l'un par rapport à l'autre, ainsi que la vigueur que la surrection du Pelvoux montre aussi de ce côté. La zone déprimée, en retard de soulèvement, intermédiaire entre les deux massifs, se signale par une tectonique relativement calme et des graben non remplissés.

4. La bordure occidentale jusqu'à la vallée de la Bonne. Le synclinal pincé de Valsenestre. — Le flanc externe de l'anticlinal du Rochail, partie du flanc E du synclinal du col d'Ornon, présente une tectonique relativement simple et calme (fig. 53). Entre un étroit flanc NW d'allure synclinale, un peu replissé et, jusqu'aux abords de la brèche du Périer, un large flanc W,

seulement ondulé, se place un éperon anticlinal. L'inclinaison des flancs est relativement modérée (35-40° à l'W). L'éperon plonge au NNW, son flanc oriental très redressé se transformant vers l'extrémité en faille verticale avec laminage du Trias gréseux sous des spilites. Dans la région élevée où sa crête se soude à la masse anticlinale principale, sur la crête NE du Neyrarel l'éperon dessine un horst irrégulier et immédiatement au S de celui-ci existe un graben un peu complexe orienté et terminé en coin au NE.

Plus au S, ce flanc se creuse sous les crêtes du signal de Lauvitel, en un lobe synclinal qui marque l'ouverture du synclinal pincé de Valsenestre à la bordure du synclinal du col d'Ornon. C'est le synclinal pincé de Valsenestre que j'ai pris comme limite, au S du synclinal du col d'Ornon, de la zone Clapier du Peyron-Rochail, pour la raison indiquée plus haut (fig. 53 et 54).

En suivant la bordure du lobe synclinal au versant W du signal de Lauvitel, on voit le Cristallin venir chevaucher un peu le Trias et les spilites qui se laminent ensemble pour faire place à un contact Cristallin-Lias.

Le synclinal pincé de Valsenestre se dégage des masses de Lias du synclinal du col d'Ornon en passant à l'E du col de la Roméiou. Dans une première section de ce parcours, il dessine aux affleurements un arc tournant de l'WNW au NW, poche profonde mais relativement large et isoclinale, présentant deux flancs subverticaux vers le bas ; dans le haut, le Cristallin du signal de Lauvitel vient chevaucher assez modérément les formations sédimentaires tandis que l'autre flanc se couche normalement. Çà et là se sont produits des laminages, mais le Trias est très souvent en place contre les bordures cristallines. La disposition des pendages des bordures montre que la courbure du synclinal est due à leur variation angulaire avec l'altitude et qu'elle correspond partout à un pli dirigé NW.

Vers le bas de la poche (fig. 54), on voit les spilites et le Trias former des digitations pincées dans des replis des calcaires liasiques fortement contournés en tous sens. Les affleurements sédimentaires se terminent en fond de poche vers 1.650 m d'altitude, de façon brutale, mais extrêmement typique : la bordure granitique, en grande partie revêtue d'un liséré de 1 à 2 m de grès, est bordée par quelques dizaines de mètres de calcaires triasiques, sauf à l'extrémité E où le Trias est entièrement laminé ; cette bordure forme une série de replis plus ou moins anguleux ou avec des arrondis de faible rayon de courbure. D'autre part, ses pendages très forts au NNW, ou verticaux, indiquent une fermeture du fond de la poche (fig. 55 b).

En cet endroit, situé au S et en aval des affleurements synclinaux de la brèche de Lauvitel, on ne voit pas trace d'une jonction entre les deux synclinaux dont le plissement s'est donc poursuivi indépendamment. Une faille subméridienne, courant parallèlement à quelque distance de la grande cassure du pli-faille oriental de la brèche de Lauvitel (faille de la Cabane du Vallon), vient limiter en biseau le bord E du fond de la poche, y faisant chevaucher le synclinal par le granite de son flanc E sous un angle de 45 à 60° ;

elle devient subverticale au S ; un petit affleurement isolé de Trias plaqué contre elle vers 1.950 m témoigne de la continuation, vers le S, du synclinal de Valsenestre (fig. 54).

Cependant, la structure en poches du Sédimentaire du fond du synclinal apparaît avec encore plus de netteté dans l'ombilic pincé dont l'affleurement souligne la base SW des parois formant le front du grand contrefort S du Clapier du Peyron, à quelques centaines de mètres de Valsenestre (fig. 36 et 54).

Le Sédimentaire de cette poche est légèrement chevauché au NE par le granite recoupant en biseau Lias calcaire et schistes jurassiques, mais avec des lambeaux d'une lisière de Trias ou de spilites conservés en d'autres points. Au SW, le Cristallin porte une série normale plongeant à 60°, de Trias, spilites et Lias calcaire, le contact entre spilites et Trias étant néanmoins tectonique et tranchant en biseau divers faciès qui se succèdent au sommet du Trias. Enfin, à l'extrémité NW, en position topographique supérieure, les couches de grès, calcaires triasiques et spilites du flanc SW se replient pour se refermer sur le Lias contre la cassure qui correspond à l'autre flanc. Cette dernière est apparemment distincte de la faille de la Cabane du Vallon.

L'affleurement sédimentaire de l'ombilic disparaît vers 1.500 m sous le Quaternaire du vallon du ruisseau de Béranger, d'où surgit à l'opposé vers le SSW, dans un couloir, un remarquable synclinal pincé isoclinal étroit, subvertical, de Lias calcaire entre deux flancs de Trias dans le Cristallin, (fig. 36 et 54, 55 c).

Le synclinal pincé de Valsenestre se trouve ici très près de la bordure W du synclinal de Vénosc. Cependant, il ne l'atteindra pas. La courbe qu'il a déjà amorcée se poursuit en s'accroissant jusqu'à l'arête NW du pic de Valsenestre. Ses affleurements de Trias, spilites et Lias restent toujours indépendants de ceux du synclinal de Vénosc et de sa ramification vers les Pleynets, en dépit du rapprochement des structures qui devient très grand.

Le synclinal pincé de Valsenestre atteint l'arête NW du pic en formation pincée de faible profondeur dans le Cristallin et déversée au NW, le Cristallin du bord SE chevauchant le Lias, tandis que l'autre flanc de Sédimentaire semble complet.

Après le fort ennoyage d'axe de son ombilic profond, le pli apparaît ainsi très vite rejeté en hauteur au S, où sa charnière au niveau de la base du Sédimentaire doit se trouver vers 2.450-2.500 m d'altitude.

On perd la trace du synclinal dans la morphologie, vers le SW, à travers la vallée de la Bonne, contrairement à ce qui se passe au voisinage pour le synclinal des Pleynets. Mais, puisque le synclinal des Pleynets a son prolongement à travers la vallée, le synclinal de Valsenestre doit correspondre, au SW, au synclinal largement ouvert entre le Quairelet et les Rouchoux, sur l'axe du ruisseau de Prés-Clos (fig. 50).

Au-dessus d'un large étalement de Quaternaire, la bordure de Trias et spilites du pli apparaît subverticale NNE, au col des Prés-Clos (flanc SE), très redressée E au Quairelet. La structure synclinale atteignant ici la grande bordure externe du massif du Pelvoux y plonge profondément sous les replis du Lias épais.

Ainsi, au S, le gros renflement du Clapier du Peyron-Rochail s'amincit et s'effile d'une façon très énergique. L'anticlinal n'est plus représenté sur l'arête NW du pic de Valsenestre que par la lame de Cristallin du point 2.618, épaisse de 100 m (fig. 36).

En dehors de sa structure en poches et en ombilic, la position déversée dans le haut, que présente le synclinal de Valsenestre dans sa partie N, mérite d'autre part d'être spécialement soulignée. Ce déversement, de même sens que ceux du synclinal et du pli-faille oriental de la brèche de Lauvitel forme avec eux un même groupe de déformations tectoniques.

5. Le prolongement déprimé des Rouchoux-Beaufin (pl. 1 A). — La partie des affleurements du socle située à la lisière même du massif du Pelvoux, entre le col de Prés-Clos et les Pleynets, représente, dans l'ordre des structures examinées, la suite du pli du Clapier de Peyron-Rochail (fig. 50). Ce dernier, après l'extrême amincissement subi au passage de l'arête du pic de Valsenestre, se renfle ici à nouveau, mais un peu seulement, en position d'ailleurs orographiquement déprimée (2.120 m aux Rouchoux). Le socle antétriasique comporte ici le Permien des Rouchoux, du Carbonifère, puis le Cristallin de la Tête du Gris ; ce dernier chevauche sur la crête le Carbonifère sous un pendage de l'ordre de 60° SSE, tandis que le contact Carbonifère-Permien, à l'W, est subvertical N. L'anticlinal alpin a repris cette série monoclinale, les calcaires du Lias reposant normalement en position assez modérément inclinée sur le Cristallin à l'E, soit à 45°, pendage au SSE, tandis que le Trias du col de Prés-Clos à l'W s'accrole au Permien subvertical, selon une direction NNW à NW.

Au N, dans la gorge inférieure du torrent de Prés-Clos, le Carbonifère se termine entre 1.200 et 1.300 m d'altitude dans le Cristallin par une lame synclinale étroitement pincée. Il est possible que ce synclinal pincé soit d'origine hercynienne et ait joué dans le socle avec la formation du synclinal de Valsenestre-Prés-Clos et aussi que le repli synclinal local, que l'on voit affecter le Permien au N des Rouchoux, soit secondairement en relation avec le même pli alpin.

Or, à partir de la lisière méridionale de la protubérance anticlinale des Rouchoux, une suite de lambeaux parfois puissants de Cristallin avec peut-être un peu de Carbonifère et avec ou sans Trias, de spilites, de spilites et Trias, fichés dans le Lias en position toujours subverticale, s'aligne en direction S, puis SSW, jusqu'aux affleurements du socle d'Aspres-les-Corps-Beaufin, ceux-ci de direction d'alignement SW. Les lambeaux sont de forme allongée et s'alignent parallèlement à leur grand axe.

De la surface d'érosion de la crête des Rouchoux à la limite supérieure des affleurements du socle Cristallin-Carbonifère à Aspres-les-Corps (1.200-1.250 m) et au sommet du petit dôme orographique du Cristallin de Beaufin (1.117 m), cette structure s'ennoie peu à peu dans les tréfonds du sillon subalpin, irrégulièrement sans doute, mais on ne peut pas, du moins avec les données d'observation actuelles, considérer les affleurements d'Aspres-les-Corps - Beaufin comme la mise à jour d'une protubérance anticlinale individualisée ; il s'agit d'une simple boutonnière d'érosion de la vallée du Drac.

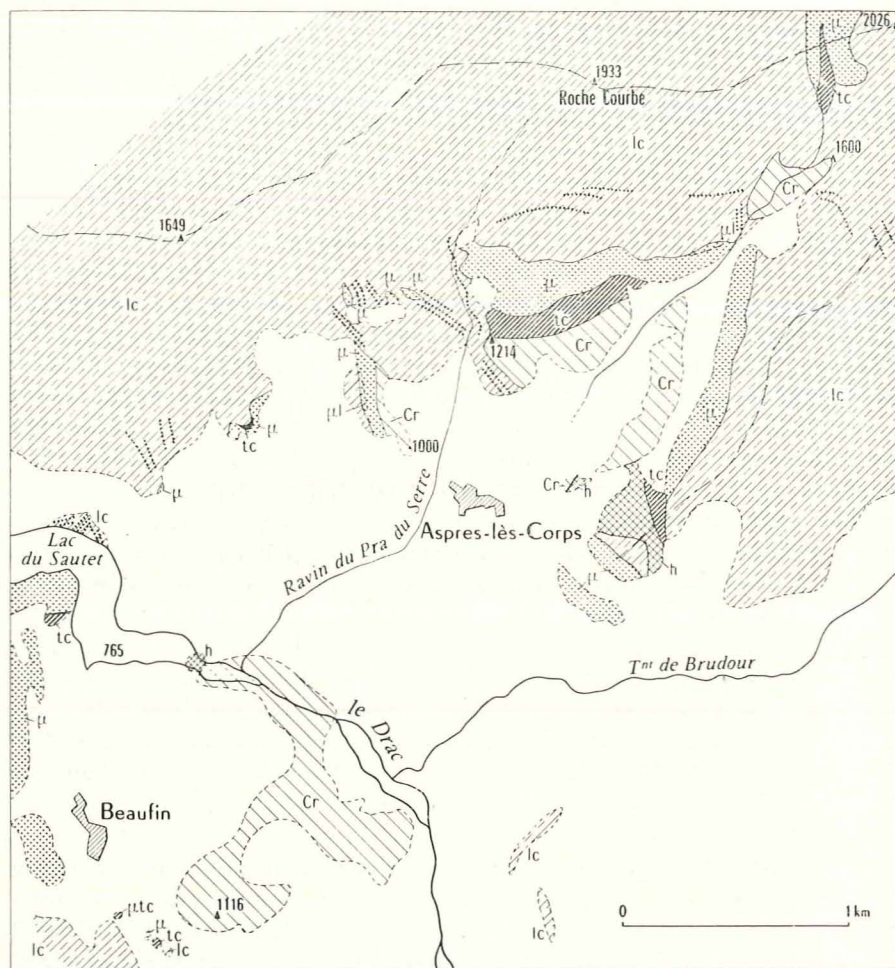


Fig. 57. — Région d'Aspres-les-Corps - Beaufin. Affleurements observés.
Lignes de points : directions de stratification (pour le reste de la légende, voir fig. 4.).

Entre les Rouchoux et Aspres, l'anticlinal représenté apparaît absolument disloqué, comme brisé, donnant l'impression qu'il a été réduit, pour une part au moins de ses affleurements, en grosses esquilles détachées de leur substratum et devenues flottantes dans le Lias. Cette disposition en éléments brisés de parties de la bordure cristalline et de son revêtement triasico-spilitique est encore très nette au N, à l'W d'Aspres, avec des lentilles de spilites ayant nettement migré dans le Lias à distance de leur substratum (fig. 57). Les couches du Lias épousent parfois la bordure des éléments du socle, ou lui sont plus ou moins perpendiculaires ; autour de l'îlot de Cristallin axé sur la Combe d'Aspres-les-Corps entre 1.350 et 1.600 m, les plis du Lias montrent une disposition complexe.

Nous pouvons remarquer que l'existence de l'anticlinal des Rouchoux-Beaufin justifie l'ordre suivi dans l'exposé, en individualisant une zone du Clapier du Peyron-Rochail à travers toutes les zones occidentales du massif du Pelvoux. Il s'agit du prolongement, à travers le Pelvoux, de l'axe de plissement anticlinal des Grandes Rousses. Parmi les interactions tectoniques que cela implique doit se trouver celle ayant conduit à la dislocation de la crête anticlinale déprimée.

I. — La région occidentale extrême du massif du Pelvoux (zone de l'Arcanier et de La Chapelle-en-Valjouffrey) et sa jonction avec Belledonne.

La région occidentale extrême du massif du Pelvoux, secteur le plus externe, flanqué à l'W la partie amincie de la zone du Clapier du Peyron-Rochail dont elle n'est séparée que par le synclinal de Valsenestre (pl. 1 A ; fig. 2).

Peu saillante dans l'orographie, elle représente d'ailleurs un soulèvement tectono-orographique modeste que l'importance de la couverture triasico-liasique conservée jusque sur ses crêtes permettent de préciser (point le plus élevé du socle, surface d'érosion, à 2.577 m sur le contrefort W du pic de Valsenestre ; à la base du Trias, 2.550 m environ à l'Arcanier).

Cette petite zone peut être considérée comme un « isthme » tectonique unissant le massif du Pelvoux au rameau interne de la chaîne de Belledonne, représentée par le Coiro. L'isthme anticlinal vient fermer au S le synclinal du col d'Ornon, qui se termine ainsi, au-dessous de 1.600-1.700 m, en fond de « golfe ». La partie la plus étroite de l'isthme peut être considérée comme le lieu de soudure entre Belledonne et le Pelvoux. Elle est traversée par la Malsanne en défilé épigénique. Par épigénie aussi, la Bonne a isolé, au S de la masse principale du socle des tronçons de sa lisière S.

Je renvoie le lecteur à deux études déjà publiées (J. V., 1954 a, 1955 b) pour divers détails d'exposition.

La masse principale de cet ensemble constitue un petit brachyanticlinal complexe du Valsenestre occidental (fig. 56 et 58) que composent, accidentés de quelques bossellements mineurs, trois anticlinaux distincts : à l'E, un

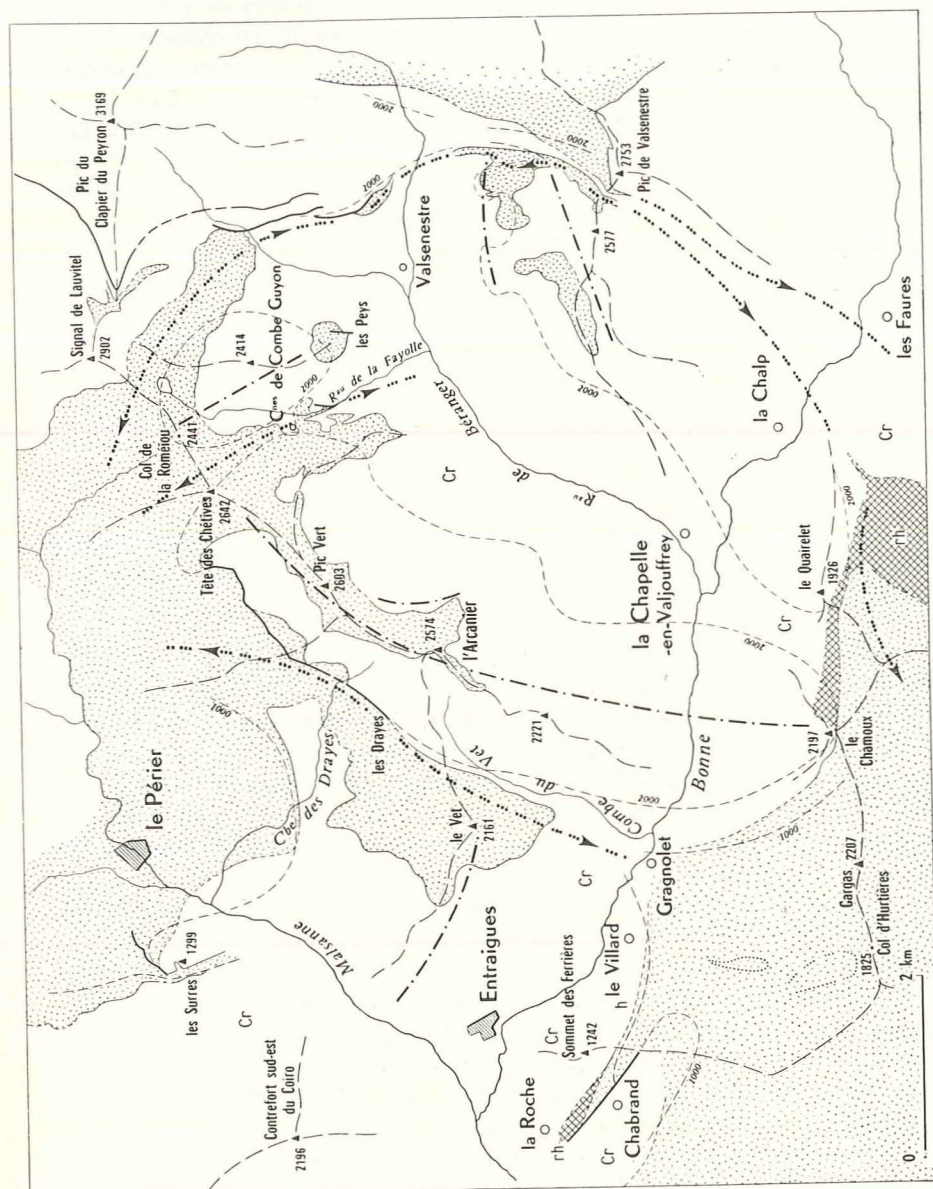


Fig. 58. — Zone de l'Arcanier - La Chapelle-en-Valjougfrey - Entraigues-en-Valbonnais.
Points et tirets : charnières anticlinales (pour le reste de la légende, voir fig. 7).

anticlinal du contrefort W du pic de Valsenestre, très fortement soudé aux zones orientales sur l'arête NW du pic, assez mal défini d'ailleurs du côté S ; au N, un anticlinal des Peys-col de la Roméiou, dôme court de forme lourde et arrondie et à l'W, l'anticlinal de l'Arcanier-pic Vert-Tête des Chétives, le plus important des trois, assez allongé en arc orienté NNE tournant sa convexité à l'WNW.

Des deux synclinaux définis par les affleurements de la couverture qui permettent d'individualiser les anticlinaux, l'un est un synclinal axé sur le ruisseau de Béranger ; il n'est défini que par la position des lambeaux de Trias conservés en position élevée aux deux flancs de la vallée ; il correspond aussi à un prolongement de l'ennoyage des structures qui s'inscrit dans l'ombilic voisin du synclinal de Valsenestre. On peut admettre qu'il s'agit d'un sillon de relief assez modéré. L'autre, le synclinal de la Cabane de Combe Guyon, défini à sa charnière, doit être cependant d'importance moindre. Sa charnière montre une « pincée » (axée sur le ruisseau de la Fayolle). Dans sa partie visible, il s'ennoie en direction du ruisseau de Béranger ; il doit franchir un « col » de la surface structurale du Cristallin au passage d'un axe anticlinal commun aux deux anticlinaux des Peys et de l'Arcanier. On peut penser que le synclinal du ruisseau de Béranger, qui, on le verra, ne correspond à aucun accident observé à la bordure externe vers laquelle cependant se dirige son axe, a une disposition en ombilic ; dans ce cas, le carrefour formé par la jonction des deux synclinaux serait le point le plus déprimé de cette structure, à moins qu'il n'existe une liaison aussi avec l'ombilic voisin du synclinal de Valsenestre.

Longeant le flanc W de l'anticlinal de l'Arcanier, l'*accident synclinal des Drayes-le-Vet* (fig. 58 et 59), non pincé et faiblement marqué au SW, est relayé au NE, latéralement, par une « pincée » vigoureuse. Celle-ci débouche dans la masse des calcaires liasiques du synclinal du col d'Ornon par un synclinal de style pincé dont le flanc E, faillé, prolonge la cassure du même côté de la pincée. L'ensemble est nettement déjeté vers le NW.

A l'W de cet accident, la partie la plus étroite de l'isthme constitue l'*anticlinal Coiro-Le Vet*. L'absence d'affleurements de couverture, en dehors de la calotte de Trias et Lias du Vet, empêche d'y situer le point bas de la crête anticlinale du socle, mais toutes les apparences sont en faveur d'une altitude de ce point de 1.600 à 1.700 m, peut-être inférieure. L'allure de la bordure sédimentaire du Vet montre que la partie supérieure de l'anticlinal dessine une voûte assez surbaissée, aux deux flancs d'inclinaison assez régulièrement croissante en allant vers le bas. L'axe de l'anticlinal doit être à peu près comme l'alignement des crêtes orographiques, soit WNW à NW.

La bordure N de cet ensemble, fermant axialement le synclinal du col d'Ornon, montre des indentations caractéristiques. Les anticlinaux des Peys et de l'Arcanier et la protubérance formant l'angle NE relevé de l'anticlinal Coiro-Le Vet font figure de môles de profils plus ou moins arrondis au front desquels la surface du socle régulièrement revêtue de son Trias

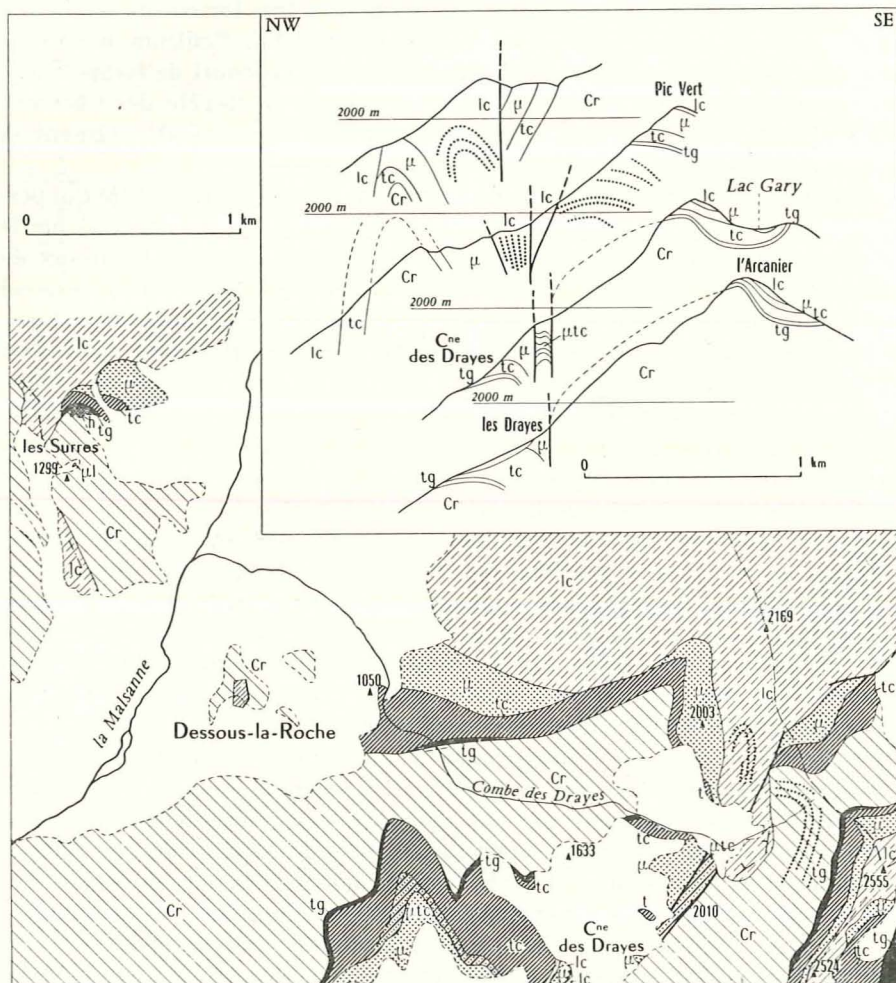


Fig. 59. — Accidents observés à la fermeture S du synclinal du col d'Ornon (carte, coupes à travers l'accident des Drayes).

Lignes de points : stratification, litage (pour le reste de la légende, voir fig. 4).

s'abaisse fortement. Le Cristallin de l'anticlinal de l'Arcanier plonge péri-clinalement et progressivement sous la Tête des Chétives, jusqu'à atteindre la verticale aux points observables (extrémités NW et SE du front péri-clinal) ; à sa base observable, le flanc N de la protubérance NE de l'anticlinal Coiro-Le Vet est redressé verticalement avec sa couverture de grès et de calcaires du Trias.

Traversant le Malsanne, cette bordure s'incurve progressivement pour aller

former la bordure E du Coiro et du Grand Armet le long de laquelle, sur une assez grande distance au moins, le Lias calcaire repose directement contre la surface très redressée, mais non verticale, du Cristallin, en un point garnie d'un lambeau de spilites. A 2 km au N du Périer, le Lias repose sur un Cristallin très ferrugineux, à aspect de grande surface rubéfiée. Les signes présentés par les rapports du socle et de sa couverture sur l'ensemble de la zone côté Belledonne de cette bordure rappellent ceux pour lesquels a été émise plus haut une hypothèse qui reste valable ici.

Un accident local interrompt la régularité du flanc périclinal au pied du contrefort E de la Tête de l'Ermitat, le *graben des Surres*, subvertical, étroit, rempli de Lias en lits également subverticaux, venant s'enfouir au S sous le Quaternaire bordant la vallée de la Malsanne (fig. 59). Il est malaisé de trouver un prolongement de cet accident plus au S, sur la rive gauche de la Malsanne. La crête basse de Cristallin qui l'enferme à l'E, portant le signal et la cabane des Surres, a une disposition d'anticlinal rompu par faille du côté du fossé ; à son extrémité N, du côté de laquelle l'anticlinal s'ennoe, selon la direction générale d'ennoyage vers le fond du synclinal du col d'Ornon, le Trias gréseux qui recouvre le Cristallin et un petit lambeau de Carbonifère conservé dans le socle, puis le Trias calcaire et des spilites révèlent cet ennoyage.

La bordure S, externe, ne montre pas de changement de direction sensible en passant du domaine de Belledonne dans celui du Pelvoux, mais est affectée par un petit décrochement (fig. 58).

Traversant la Roizonne, la bordure externe des reliefs du Tabor et du Coiro diverge largement de la direction générale des structures de Belledonne pour se diriger au SE. De part et d'autre d'Oris-en-Ratier, on voit le Carbonifère du socle d'abord chevaucher un peu la bordure de Trias, spilites et Lias en série un peu renversée, puis seulement très redressé sous elle. Les signes d'une continuité de la bordure vers le SE se poursuivent, par le Plan Collet et les environs de Valbonnais jusque sur l'autre rive de la Bonne, le long du ruisseau des Rioux où le Trias repose avec un assez fort pendage sur le granite à deux micas d'Entraigues-en-Valbonnais.

Cette bordure forme ici localement la bordure externe du petit éperon anticlinal de Chabrand, séparé au NE du flanc S de l'anticlinal Coiro-Le Vet par le synclinal faillé et laminé du ravin des Prats (où le Trias se pince entre une faille au SW et une formation complexe de Permien et de Carbonifère, tandis que, plus à l'E, on voit du Lias vertical appuyé parallèlement à une surface verticale du socle). Cet accident forme un décrochement de la bordure sur la transversale de la zone d'abaissement d'axe maximum entre Belledonne et le Pelvoux.

La direction générale de la bordure ne change pas sensiblement en continuant vers le Chamoux, mais elle est fortement déformée par la présence d'une « baie » synclinale qui, axée sur Gragnolet, doit marquer l'aboutissement, avec un fort plongement d'axe, du synclinal des Drayes-Le Vet (fig. 58).

Au Chamoux et au Quairelet, la bordure forme au contraire une large convexité le long d'une surface du socle très abrupte ou subverticale, qui représente le flanc S du brachyanticlinal du Valsenestre occidental. On ne peut y différencier les ennoyages axiaux des anticlinaux de l'Arcanier et du contrefort W du pic de Valsenestre et par conséquent une sorte de synclinal du ruisseau de Béranger, contrairement à ce que pourrait laisser croire l'orographie.

La baie synclinale de Gragnolet a été le siège d'un écoulement de la couverture par gravité qui a eu pour résultat de faire jaillir dans son axe, jusqu'à des niveaux élevés (col d'Hurtières), de puissants paquets de Trias et spilites (J. V., 1955 b) (fig. 58).

Dans son ensemble, la région anticlinale du Valsenestre occidental et du Vet définit une tectonique aux formes très généralement souples.

Mais ce qui frappe c'est, d'une part, la *direction hésitante du plissement dans le brachyanticlinal du Valsenestre occidental*, d'autre part, la *torsion de la terminaison S de la chaîne interne de Belledonne qui vient en somme s'intégrer au massif du Pelvoux* en se soudant au flanc de son arc externe.

Dans ces rapports mutuels de Belledonne et du Pelvoux, on peut admettre qu'au S l'éperon anticlinal de Chabrand reste entièrement du domaine de Belledonne.

J. — Les contreforts SE

dans les boutonnières d'érosion du Fournel et de Dourmillouse.

A très grande proximité de la bordure SE du haut massif (moins de 3 km au SE de la bordure anténummulitique du vallon de la Selle), le socle anténummulitique réapparaît en boutonnière d'érosion allongée dans le vallon du Fournel, suivie, au S, de la boutonnière de Dourmillouse, de style analogue mais plus ample (fig. 60).

Le Priabonien recouvre ce socle en série apparemment très tranquille dans ses niveaux inférieurs, sans dérangement tectonique appréciable de son deuxième terme schisteux. On y voit une extension importante du conglomérat de base (brèches et surtout poudingues) avec des éléments pouvant atteindre en certains points (partie amont de la boutonnière de Dourmillouse dans sa ramification du vallon de Chichin, sur la rive droite) jusqu'à 1 m.

Dans le vallon du Fournel, le socle anténummulitique entièrement débarassé de sa couverture de terrains secondaires est uniquement cristallin. A Dourmillouse, les gneiss se recouvrent de Trias, spilites et localement au N d'un lambeau de Lias, à l'exception d'une partie extrême amont NE, les terrains secondaires se terminant peu à peu en biseau de ce côté sous le Priabonien transgressif. Les lambeaux de la couverture secondaire ne montrent que de minimales déformations dans le socle anténummulitique : replis de petites dimensions, çà et là quelques failles ; un petit synclinal axé NW et passant près de Dourmillouse montre de forts pendages locaux.

LE MASSIF DU PELVOUX

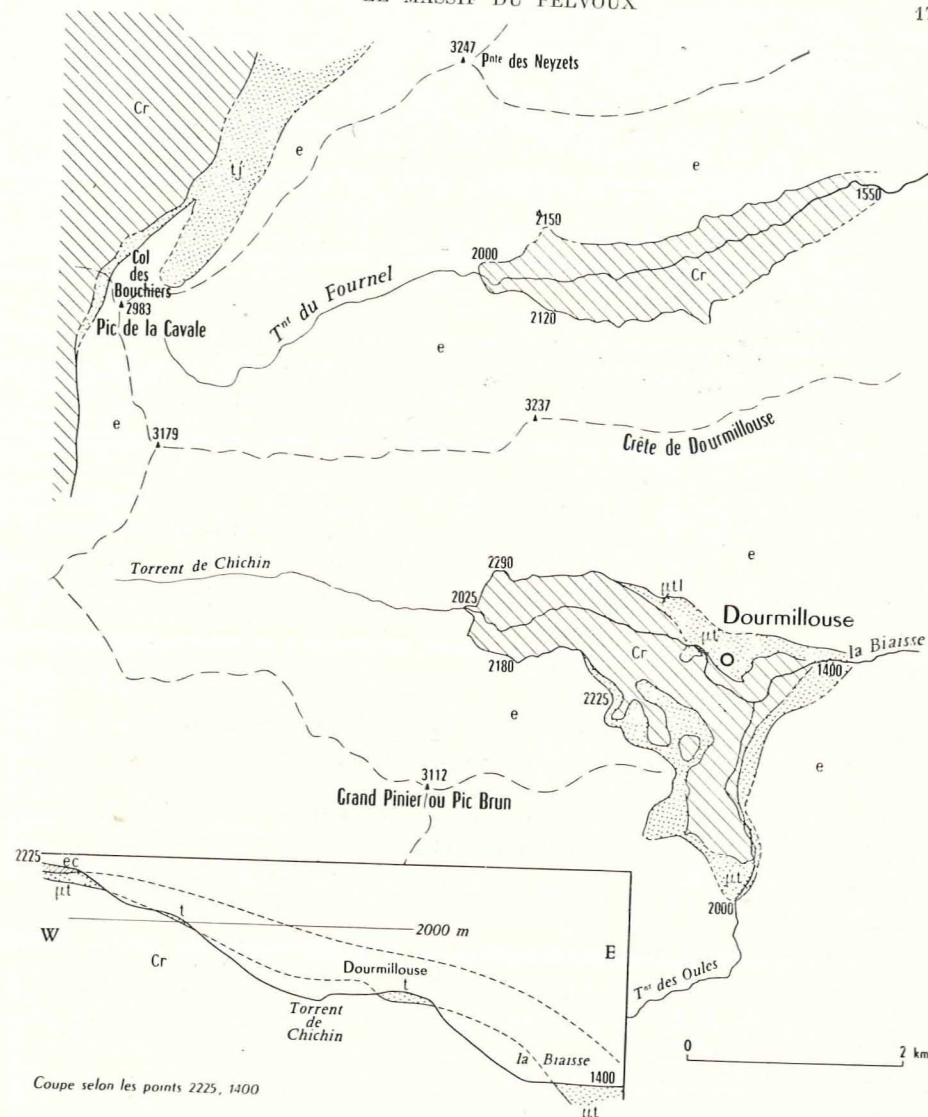


Fig. 60. — Les boutonnières de Fournel et de Dourmillouse (pour la légende, voir fig. 4).

La tectonique postnummulitique à la base du Priabonien peut se définir simplement : on observe une portion d'anticlinal très surbaissé, à peine accidentée de faibles ondulations et de très rares failles de petit rejet.

Le long d'une charnière anticlinale subméridienne, le socle cristallin s'élève jusqu'au-dessus de 2.100 m à travers la vallée du Fournel, vers 2.300 à Dourmillouse. Entre les deux, la surface du socle doit s'élever plus haut sous la

crête de Dourmillouse, d'après la disposition des affleurements au bord N de la boutonnière de Dourmillouse. Cette charnière se trouve très à l'W par rapport à la distribution des affleurements. Vers l'W, la retombée observable du flanc du pli n'est que d'une centaine de mètres au Fournel, jusqu'à 250 cependant à Dourmillouse, avec un plongement nettement marqué. Vers l'E, les affleurements ne disparaissent (sous le Quaternaire) qu'à 1.600 m d'altitude dans le Fournel, 1.400 environ à Dourmillouse, à des distances de la charnière anticlinale de 3 à 4 km et l'inclinaison du flanc du pli s'accroissant très nettement vers le bas.

Au S de Dourmillouse, la zone où le socle anténummulitique s'élève au-dessus de 2.000 m, sous les bordures NE et E du Priabonien du Grand Pinier, s'étale en s'étendant vers le SE.

Les caractères de calme tectonique que montre la zone Fournel-Dourmillouse contrastent avec l'allure générale vigoureuse, parfois violente, des déformations qui affectent l'ensemble des régions du massif du Pelvoux. Il convient de penser cependant qu'en ce qui concerne la tectonique post-nummulitique, ils sont peut-être localisés à une aire anticlinale de médiocre étendue. En ce qui concerne la tectonique anténummulitique, la région où l'on peut observer des déformations pouvant s'y rapporter est particulièrement restreinte et la dénudation du socle antétriasique n'est pas compatible avec la notion d'un calme tectonique.

IV. — Aspects généraux du système des structures constituant le massif du Pelvoux.

En condensant les éléments essentiels de l'étude détaillée de ses structures, on peut définir le massif du Pelvoux comme un brachyanticlinal complexe, « dôme » composé, de base presque équidimensionnelle au niveau moyen de la surface des reliefs orographiques, pourvu d'une ordonnance de structures intérieures très précisément définies (pl. 1, B1).

Autour d'un puissant brachyanticlinal central et culminant, de léger allongement méridien, s'ordonnent concentriquement et subcirculairement un certain nombre d'éléments anticlinaux, les uns dessinés en croissant et s'imbriquant, les autres de base polygonale curviligne et juxtaposés dans une même rangée concentrique, les altitudes du soulèvement des diverses rangées concentriques décroissant en allant vers l'extérieur.

Une certaine irrégularité de la forme générale subcirculaire s'exprime, au SE, dans le dessin rectiligne de la bordure de la masse des affleurements principaux qui définissent les parties les plus élevées, mais elle est assez bien compensée par la présence de l'unité anticlinale extérieure des contreforts SE (Fournel-Dourmillouse).

Ce schéma idéal est contrarié par un système subméridien de plis, qui traverse sur toute sa largeur la partie W du dôme. On peut décrire ce système « surajouté » dans ses deux éléments les plus apparents, ceux-ci, contigus au N,

s'écartant largement vers le S. L'élément oriental, le synclinal de Vénosc et son prolongement S des Goudemards-Méollion, isole à l'W et au SW un arc externe de l'ensemble des structures ordonnées à l'E dans le « haut massif ». L'élément occidental, l'anticlinal du Clapier de Peyron-Rochail, avec sa suite méridionale déprimée des Rouchoux-Beaufin, correspond à la pénétration, à travers le dôme, d'un pli anticlinal extérieur, à savoir celui des Grandes Rousses. Les sinuosités très marquées de l'une et de l'autre de ces structures, de même sens, représentent leur participation au plan général du système des structures concentriques. Mais, vers le S le grand synclinal de Vénosc-Méollion se recourbe fortement cette fois, en sens inverse : on observe alors la disposition exceptionnelle de l'extrémité SE de l'arc externe qui vient en quelque sorte s'encapuchonner dans le flanc de l'extrémité S du haut massif.

Cette intervention des structures étrangères dans l'agencement des structures concentriques apparaît aux bordures, dans les « soudures » réalisées entre l'arc externe et les chaînes anticlinales voisines. L'une de ces soudures exprime la continuité du pli des Grandes Rousses à travers le dôme du Pelvoux, avec déviation de la direction de ce pli limitée à sa traversée du dôme. L'autre soudure exprime une incorporation beaucoup plus complète, à son extrémité S, du rameau interne de Belledonne au soulèvement du Pelvoux ; le pli de Belledonne, en s'incurvant, vient en effet se fondre à son extrémité dans l'arc externe et les deux unités tectoniques ne présentent au SW qu'un flanc unique continu, partie principale du vaste front d'ennoyage S des massifs cristallins externes dauphinois.

Les autres irrégularités affectant le schéma idéal du dôme lui restent intérieures. Elles apparaissent, d'une part, dans les bossellements secondaires, ordonnés de façon irrégulière dans les aires anticlinales où ils ont été individualisés (dôme des Agneaux ; anticlinaux constitutifs du brachyanticlinal du Valsenestre occidental, mais ceux-ci paraissent bien réaliser un système de structures d'interférence entre le plissement subméridien du système des Grandes Rousses et celui d'une direction transversale lié à l'édification de l'arc externe en relation avec la jonction de Belledonne), d'autre part, dans les soudures des éléments anticlinaux entre eux, soudures qui sont plus ou moins intimement réalisées, à des niveaux variables ; la ligne de surélévation d'axe principale passant par ces soudures dessine un grand arc de forte convexité au S et ramifié dans le haut massif.

La dissymétrie du relief reflète celle du système des structures concentriques aboutissant, avec l'excentration prononcée vers le NE, à la disparition ou à l'ennoyage des structures concentriques dans cette direction et à l'aplatissement des mailles du réseau des plis concentriques dans les secteurs orientaux du dôme.

Le dôme est une structure très surbaissée, dont le sommet présente, dans les grandes lignes, un bombement très faible, mais aux bords par contre très abrupts presque de toutes parts.

A l'intérieur, des synclinaux profonds et étroits et souvent remarquablement étroits, séparent des éléments anticlinaux se présentant eux-mêmes en général, comme des structures surbaissées. Des zones synclinales particulièrement profondes, disposées en fosses de faible allongement, des « ombilics », existent çà et là, occupant le plus souvent des jonctions synclinales bien visibles.

C'est dans ces aspects des structures en élévation que s'inscrit la dissymétrie particulière constituée par le déversement systématique de plis (pl. 1, B2), dont la direction générale de chevauchement a lieu en moyenne et en gros vers l'W et qui affecte essentiellement (à l'exception des contre-forts bas SE pour lesquels on ne peut d'ailleurs rien dire) les bordures orientales et sud-orientales du dôme. Cependant, l'ensemble des chevauchements observés dans le massif du Pelvoux ne peut appartenir à un seul groupe d'accidents et leur étude devra faire l'objet d'un chapitre à part.

Il importe de noter que la description synthétique ci-dessus ne tient pas compte de la position stratigraphique des contacts socle-couverture : c'est-à-dire que, dans toutes les régions intérieures et les bordures N, W et SW, c'est dans les structures propres au socle antétriasique que la tectonique a été définie. Au contraire, à l'E, au SE et au S, j'ai considéré le contact à la base de la couverture priabonienne. La définition du dôme et de ses structures a donc, pour le moment, un caractère hybride.

V. — La tectonique globale.

J'appelle « tectonique globale » la tectonique observée dans les régions du massif (bordures y compris) où l'absence de couverture priabonienne enlève le moyen de distinguer une tectonique anténummulitique d'une tectonique postnummulitique.

On voit que la description synthétique précédente s'appuie partout sur les données de cette tectonique globale, sauf aux bordures E, SE et S ; ici, lorsque le Priabonien apparaît sur le socle, elle utilise les données de la tectonique qui a agi sur ce Priabonien, à l'exclusion de celle qui affecte au-dessous les structures conservées au contact socle antétriasique-couverture mésozoïque et correspond nécessairement à la tectonique globale.

VI. — Styles et relations mutuelles des structures tectoniques postmésozoïques superposées aux bordures S, SE et E.

Rapports avec la tectonique globale.

Si du Priabonien est engagé en divers points dans des chevauchements et des plis couchés éventuellement aigus, on peut voir que, dans ses aspects les plus étendus et les mieux observables, la tectonique postnummulitique

définie au niveau de la base du Priabonien présente une grande lourdeur d'allure. Elle se résume dans une vaste structure périanticlinale, çà et là localement froissée par de petits plis vigoureux (S de Chaillol), en certains points rompue en escaliers basculés par des failles conformes, mais surtout marquée par de larges ondulations de grand rayon de courbure (fig. 52).

Immédiatement sous ce niveau qui est pour l'essentiel simplement basculé et ondulé, le socle antétriasique révèle au contraire, dans les synclinaux où a été conservée une couverture de terrains secondaires et exceptionnellement dans un anticlinal (Plates de Charvet), une grande vigueur de formes, aussi bien dans de vastes structures que dans de minimes accidents.

La superposition géographique des deux tectoniques ainsi sommairement caractérisées est, dans de nombreux cas, l'effet incontestable de phases de déformation distinctes dans le temps, ces deux phases se révélant vigoureuses l'une et l'autre. La vigueur du plissement anténummulitique est inscrite dans l'ensemble des profonds synclinaux de Trias et Jurassique et des anticlinaux de Cristallin largement arasés qui les séparent, sous un Priabonien essentiellement basculé et ondulé, la discordance qui en résulte comprenant d'ailleurs, à la bordure S, une divergence des directions du plissement atteignant 90°.

Cette superposition s'accompagne d'une certaine dépendance structurale d'accidents postnummulitiques par rapport à des accidents sous-jacents définis à la surface du socle antétriasique, avec l'allure d'un rejeu du pli sous-jacent antérieur et qui, défini au niveau de la base du Priabonien, se montre cependant, dans l'ensemble, très atténué.

Au S, le gauchissement de la surface de transgression priabonienne enregistre la présence de certains des principaux plis anténummulitiques par de faibles ondulations (cf. fig. 52). A l'E, le chevauchement postnummulitique du Cristallin de l'écaille du Peyron des Claux sur le synclinal de la Sastrière apparaît comme un nouveau plissement de faible amplitude par rapport à un synclinal anténummulitique d'allure profonde. Seule la lame extrusive à l'extrémité S du haut massif montre certaines apparences d'un rejeu vigoureux (peut-être, d'ailleurs très imparfait).

Le rejeu ainsi observé reste d'ailleurs partiel. Des structures du socle anténummulitique, aussi accusées que le synclinal du vallon de Beyrou (fig. 51) ou celui situé entre les Plates de Charvet et la crête du Loup (région S de l'écaille du Peyron des Claux, fig. 41) ne semblent correspondre à aucune inflexion du niveau de base du Priabonien.

Or, il ne résulte pas nécessairement de la preuve de l'existence d'un plissement anténummulitique, même vigoureux, qui a pu plus ou moins rejouer par la suite, que le style et l'amplitude des structures définies à la surface du socle antétriasique, actuellement observables sous le Priabonien, soient le fait de la tectonique anténummulitique.

En effet, on ne peut passer de la comparaison géométrique des structures

entre la base et le sommet de la couverture secondaire à son interprétation génétique sans examiner la possibilité d'une très importante disharmonie de plissement, favorisée par la présence du Jurassique très plastique et peu résistant dans les synclinaux recouverts par une puissante couverture priabonienne.

Il en résulte qu'au moins certaines des formes actuelles du plissement défini à la surface du socle antétriasique peuvent être postnummulitiques tout en ne correspondant que faiblement, ou peut-être même pas du tout, à une déformation locale sensible de la base du Priabonien.

Deux cas paraissent particulièrement à considérer à ce point de vue.

La forme en auge du synclinal du Drac à Champoléon (fig. 48 et 49) peut être due à une résistance de la couverture jurassique formant poche, et celle-ci a pu être facilitée ou même rendue possible par la présence d'un Priabonien puissant appliqué à la fois sur le Jurassique du synclinal préexistant et sur ses deux flancs de Cristallin, à la manière d'un véritable couvercle. Le synclinal coffré serait alors postnummulitique ; il proviendrait d'un synclinal anténummulitique évasé et moins profond, la déformation postnummulitique englobant d'ailleurs, sous le Priabonien, avec le synclinal du Drac, les replis occidentaux de la région de Tourond.

La faible ondulation marquant le rejeu à la base du Priabonien trahirait le plissement disharmoniquement amorti en presque totalité à travers la masse du Jurassique.

A l'extrémité SW de l'écaille du Peyron des Claux, dans d'autres conditions mécaniques, les énergiques replis formés par l'anticlinal des Plates de Charvet et les synclinaux qui le flanquent (fig. 41 et 46) ont pu être l'œuvre de la tectonique postnummulitique à la faveur du réarrangement du Jurassique sous la large voûte anticlinale en laquelle se déformait la base du Priabonien. L'anticlinal des Plates de Charvet proviendrait d'un anticlinal anténummulitique plus atténué. Mais on peut se demander si le synclinal pincé entre les Plates de Charvet et la cabane du Jas Lacroix, prolongement du synclinal de la brèche de l'Amirée Bruyère, n'est pas une structure entièrement postnummulitique, tandis qu'entre le synclinal pincé et la charnière anticlinale se situerait une charnière synclinale anténummulitique responsable de l'irrégularité de la structure synclinale globale. En définitive, la possibilité d'un plissement postnummulitique disharmonique aurait été ici liée, d'une part, à la formation d'un anticlinal de Priabonien sur une poche synclinale de Jurassique du socle anténummulitique, ennoyant un anticlinal secondaire, d'autre part, à l'atténuation de la déformation en abordant la couverture priabonienne ; un synclinal pincé aurait pu se former dans le socle cristallin et sa couverture de Trias et Jurassique sans entraîner le Priabonien sus-jacent dans le pincement.

Par ces considérations, à l'idée d'une origine postnummulitique possible de structures vigoureuses, définies à la surface du socle antétriasique sous-jacent au Priabonien, s'adjoint celle que la lourdeur du style tectonique de la

bordure priabonienne peut lui avoir été imposée mécaniquement par la charge de la bordure de Flysch ; celle-ci devient très vite forte, on l'a vu, en s'éloignant de la ligne de la limite de la transgression. D'ailleurs, les seuls plis souples relativement déliés qui ont pu être notés à la base du Priabonien se trouvent en des points apparemment proches de la limite de la transgression et où le Priabonien a dû rester mince.

Cette action massive du Flysch apparaîtrait comme une résistance de la couverture au plissement du socle ; sous le pesant « couvercle » priabonien, le plissement, dans son ensemble, aurait été gêné, voire bloqué.

Les déformations du type de celles examinées plus haut comme ayant pu donner lieu à un vigoureux plissement disharmonique semblent localisées aux régions où se trouvait une masse suffisante de sédiments jurassiques. Or, dans la mesure où l'on doit supposer, sous le Priabonien faiblement déformé par ondulations, un rétrécissement supérieur d'un pli des terrains anténummulitiques, on devra pouvoir retrouver les traces d'un décollement de la couverture priabonienne ; il existe bien, on l'a vu, des traces de décollements dont certains pourraient effectivement entrer dans la catégorie ci-dessus.

Ainsi, moyennant les hypothèses faites et sous réserve de leur validité, la tectonique globale dans son ensemble pourrait être due, dans des traits essentiels, à la même phase tectonique que celle qui a basculé et ondulé la base du Priabonien.

La déformation postnummulitique ayant été modifiée aux bordures priaboniennes par la résistance des assises de Flysch, le style alourdi de la tectonique postnummulitique de ces bordures ne pourrait s'étendre à l'ensemble du dôme. En l'absence du « couvercle » priabonien, il aurait pu se développer au contraire une tectonique de plis vigoureux, avec les traits caractéristiques de la tectonique globale.

Je vais examiner, avec l'ensemble de la question des chevauchements, les problèmes particuliers aux rapports de ces accidents avec les tectoniques anté- et postnummulitiques.

VII. — Les chevauchements.

Origine postnummulitique des écailles orientales.

Les chevauchements de la bordure du socle, antétriasique ou anténummulitique, sur sa couverture ne jouent, dans l'ensemble du massif du Pelvoux, qu'un rôle secondaire, sauf aux bordures S, SE et E, mais leur rôle est partout significatif et la récapitulation de ces accidents montre qu'ils ne se distribuent pas au hasard (pl. 1, B2).

Il apparaît qu'on ne peut les faire tous entrer dans une seule catégorie. On doit y distinguer un premier groupe formé principalement par ceux des « écailles » des bordures SE et E. Un deuxième groupe englobe divers

accidents des zones périphériques N, W et S de l'ensemble du massif, ou du seul haut massif, ou même du brachyantoclinal des Écrins pris à part ; ce groupe n'est peut-être pas génétiquement homogène.

Il faut considérer préalablement, dans la discussion de ces formes, le cas fréquent de chevauchements situés sur un versant orographique de forte pente et déversés vers l'extérieur du versant. On a vu des cas où de tels accidents ne sont certainement dus qu'à l'évolution du versant et liés à des balancements superficiels et des glissements en masse, c'est-à-dire à la glyptogénèse actuelle. Il n'est pas exclu d'ailleurs que, de même que j'en ai posé l'hypothèse pour des plis de la bordure W du massif de l'Argentera (J. V., 1958), un effet de gravité au versant ait combiné son action avec celle d'une phase tectonique subaérienne.

Mais des chevauchements traversant des fonds de vallée en position topographique basse, ou traversant des crêtes, ne peuvent pas provenir d'un processus glyptogénétique, de même que ceux qui se couchent sur le versant ou qui lui sont fortement transversaux.

Les chevauchements des écaïlles SE et E sont de loin les principaux en extension et en amplitude et ceux qui corollairement donnent lieu au développement des failles inverses les plus importantes.

Ils affectent, d'une part, des structures définies à la surface du socle antétriasique, d'autre part, des structures postnummulitiques avec la même direction générale. Le déversement, qui a donc lieu selon une direction passant du NW à la bordure SE, à l'W à la bordure E, couche les plis vers l'intérieur du massif du Pelvoux malgré le fort plongement de ses bordures, de telle sorte que l'ensemble moule assez exactement le flanc du dôme. Isolée à la bordure S, la petite écaïlle de l'Adroit, qui intéresse le socle anténummulitique, apparaît comme le dernier représentant occidental de ces structures et s'est déplacée quasi tangentielle à la bordure du massif sur lequel elle est couchée vers le NW.

Les structures les plus couchées (fig. 45) se trouvent à l'E et en position topographiquement élevée (Rif-Arcas et Clouzis-Grangettes en ce qui concerne les accidents définis à la surface du socle antétriasique ; Yret pour les accidents postnummulitiques) mais on doit ajouter que, soit dans la catégorie concernant le premier socle, soit dans celle des accidents postnummulitiques, les structures se redressent systématiquement en profondeur. Ce fait, dont je rechercherai l'interprétation plus loin, a lieu en tout cas de telle sorte que le plongement de la surface du dôme, partout plus faible, ne tend nulle part à sectionner ou amincir à la base les écaïlles chevauchantes. Celles-ci apparaissent donc, en règle très générale (c'est-à-dire à la seule exception près des écaïlles postnummulitiques de la Madeleine, pour lesquelles il y a doute), comme des structures anticlinales enracinées, disposition d'ailleurs directement observable en divers points.

Or, l'ensemble des plis pris dans les structures déversées présente un dessin allongé qui contraste avec le dessin général des structures du dôme ; les

mailles du réseau général des synclinaux du dôme intéressées par ces structures s'aplatissent (pl. 1, B1). Il y a donc relation directe entre cet amincissement relatif des structures anticlinales et leur déversement.

Le style tectonique des chevauchements de ce groupe ne s'observe de façon à peu près complète que dans les « écaïlles orientales intérieures », où ils acquièrent d'ailleurs, du fait du développement des failles inverses, le caractère le plus évolué (fig. 45). Les charnières anticlinales y révèlent le repli vigoureux du Cristallin, avec toute sa couverture triasique et la base, ici grésocalcaire, du Lias ; en revanche, les flancs inverses sont à peu près entièrement représentés par la faille de chevauchement tandis que les charnières synclinales ont disparu.

Ceux des chevauchements de ce groupe qui affectent les plis définis à la surface du socle antétriasique posent le problème de leur âge. Dans trois cas, on observe le prolongement ou une superposition plus ou moins approchée de tels plis et de plis postnummulitiques.

Dans le synclinal des Goudemards-Méollion (fig. 39 et 40), on ne peut justifier une séparation génétique entre le déversement du synclinal pincé de Cristallin, Trias et Jurassique et l'accident cassant postnummulitique chevauchant : l'un et l'autre doivent appartenir à une seule et même phase tectonique postnummulitique.

À l'extrémité SW de l'écaïlle du Peyron des Claux, on a vu qu'il est possible que le synclinal pincé de Cristallin, Trias et Jurassique au S de Jas Lacroix soit lui-même postnummulitique ; quoi qu'il en soit, le déversement assez faible de l'ensemble des structures anticlinales et synclinales de Cristallin, Trias et Jurassique (s'il n'est pas dû toutefois à la seule glyptogénèse) est aisé à mettre en rapport génétique avec une dissymétrie de même sens du pli anticlinal postnummulitique, simplement déjeté, qui les englobe.

À l'extrémité NE de l'écaïlle du Peyron des Claux, la superposition des structures dans le synclinal de la Sastrière est plus directement visible. Cependant, les conditions d'observation ne m'ont encore permis d'en tirer que les relations imprécises suivantes¹ :

— il y a du Nummulitique dans le haut du synclinal alors qu'il paraît absent au-dessous ;

— le chevauchement du Cristallin sur le Nummulitique, à aspect de repli souple dans l'extrême haut, devenant cassant au-dessous, semble montrer ici un flanc inverse prolongeant simplement celui de la structure anténummulitique.

S'il résulte de ces deux premières relations la notion d'un rejeu postnummulitique modéré d'un synclinal anténummulitique, rien ne permet d'y trouver les traces d'un déversement préexistant du synclinal anténummulitique.

Pour les plis déversés définis à la surface du socle antétriasique, qui ne

¹ Voir les observations complémentaires en Appendice.

viennent pas au contact des affleurements priaboniens, l'absence de ceux-ci nous prive d'un repère précieux. Néanmoins, l'ensemble des structures déversées des bordures SE et E semble bien obéir à une règle commune : il n'apparaît pas, dans les conditions actuelles de l'observation, de différence de valeur angulaire systématique de déversement entre le groupe des structures définies à la surface du socle antétriasique, d'une part, et celui des structures postnummulitiques, de l'autre ; s'il y avait eu des chevauchements anténummulitiques, il aurait donc fallu que les actions postérieures successives de la tectonique et de l'érosion qui a créé la surface de transgression priabonienne n'aient eu pour résultante géométrique qu'une simple translation, ce qui paraît très improbable.

En conclusion, il ne semble pas possible de déceler de traces de chevauchements anténummulitiques.

En revanche, la notion d'une origine postnummulitique de tous les chevauchements liés aux écaïlles des bordures S, SE et E a pour elle la présomption favorable supplémentaire suivante :

La seule région où s'empilent des plis couchés intéresse à la fois les structures définies à la surface du socle antétriasique avec le Trias et le Jurassique seuls (Rif-Arcas à la Croix de Cibouit), les structures purement postnummulitiques (Yret) et la structure hybride de la Sastrière (fig. 45).

Or, cette région se situe dans la partie frontale la plus avancée du soulèvement du Pelvoux par rapport aux zones de nappes internes et en coïncidence précise avec la zone de butée des nappes subbriançonnaises, évidemment postnummulitiques, contre le flanc même du socle cristallin du massif (ou à très grande proximité). Un rassemblement géographique aussi étroitement localisé d'accidents de disposition quasi identique peut difficilement être mis au compte d'autre chose que d'un déclenchement de phénomènes étroitement groupés entre eux dans le temps.

Dans l'hypothèse d'une phase unique de chevauchement postnummulitique qui semble, en dernière analyse, la plus conforme à l'ensemble des faits, on peut envisager qu'il existait des synclinaux anténummulitiques ayant conservé des lambeaux de Trias et Jurassique, certains profonds et vigoureux (Ailefroide par exemple), d'autres sans doute plus atténués et peut-être déjà affectés de replis (par exemple région Rif-Arcas-Croix de Cibouit). La tectonique postnummulitique a eu pour effet de déverser et probablement de débiter ou accentuer secondairement ces plis pour édifier le système d'écaïlles actuelles.

Ce groupe de chevauchements et de structures associées ne peut avoir son origine que dans une action extérieure au massif ; elle est à mettre en rapport direct ou indirect avec la translation vers l'W des unités de nappes internes ; la position particulière de la zone d'empilement des plis couchés du Rif-Arcas-Yret paraît démonstrative à cet égard.

Les autres chevauchements n'intéressent que les terrains anténummulitiques. Ils seront divisés en deux sous-groupes.

Le premier comprend des accidents assez régulièrement distribués aux bordures de brachyanticlinal des Écrins, de celui du Sirac et existant encore çà et là aux bordures des régions occidentales du haut massif, ainsi qu'exceptionnellement, à la bordure S, à l'aiguille de l'Adroit. Cet ensemble d'accidents paraît devoir se rattacher à la même tectonique que celle qui a édifié les écaïlles orientales.

Le deuxième sous-groupe désigne des accidents que leur position isolée à l'W, ou leur orientation, ne peut pas permettre de rattacher à cette tectonique. On voit aisément, à la bordure S, que les chevauchements à forte composante S (très peu étendus et non indiqués sur la pl. 1, B2) se situent géographiquement au-dessous de la surface de transgression nummulitique, fortement basculée au S ; en les considérant dans leur cadre, on doit en déduire qu'ils ne sont que la reprise postnummulitique d'accidents antérieurs non chevauchants. Ce résultat peut évidemment être étendu dans son principe aux chevauchements de la bordure W de l'ensemble de l'arc externe : des accidents non chevauchants, mais de pendage suffisamment accusé, ont résulté de mouvements tectoniques antérieurs au fort mouvement de bascule de la bordure dans lequel ils ont été passivement entraînés. Or, sauf intervention d'un vaste effet glyptogénétique d'affaissement plastique de l'ensemble du versant, il doit en être de même des chevauchements qui affectent le synclinal pincé de Valsenestre ainsi que le synclinal pincé et le pli-faille oriental de la brèche de Lauvitel (fig. 56), c'est-à-dire d'accidents d'amplitude verticale importante ; mais on en a vu, comme pour les écaïlles orientales d'ailleurs, l'atténuation vers le bas, et l'interprétation en sera un peu plus compliquée.

VIII. — Traces d'actions tectoniques successives dans le domaine de la tectonique globale.

On doit mettre en parallèle avec la notion de phases de plissement successives les effets de tectoniques superposées qui apparaissent dans un certain nombre de structures de la tectonique globale. Le problème des corrélations d'âge entre les diverses successions d'événements trahies par ces superpositions et des phases distinctes successives du plissement de l'ensemble du massif est cependant très obscur en l'état actuel de l'observation et ne saurait donner lieu qu'à des hypothèses qui ne seront pas examinées. Je me bornerai donc à la révision rapide des diverses structures qui ont été rencontrées au cours de la description régionale et qui apparaissent (plus ou moins nettement) comme le résultat de tectoniques superposées.

On peut les ranger en cinq groupes distincts, dont trois concernent le socle seul et deux les rapports du socle avec les structures tectoniques de la couverture.

Un groupe comprendra des structures locales simples du socle, à savoir les

chevauchements qui ne sont que le signe le plus évident d'un entraînement des structures antérieures dans un nouveau plissement et traduisent un simple mouvement de bascule.

Des structures locales complexes du socle, représentées par les « pincées » et autres accidents plus complexes où des pincées jouent un rôle (Pré Veyraud, fig. 30), constitueront un deuxième groupe. Elles nous renseignent sur la mise en jeu de phases locales de distension et de serrage successives, pouvant alterner et s'associer de manière complexe.

A l'échelle des structures principales du socle du massif, l'existence de grands plis subméridiens (pl. 1, B1), superposés au dôme et participant à son système de structures, semble revêtir beaucoup d'importance au point de vue de l'histoire de la formation du dôme, dans ses rapports avec les bâtis voisins en particulier. Le système subméridien ne paraît en effet se concevoir que comme ayant été esquissé avant la formation du dôme.

La couverture montre, quant à elle, la trace d'une succession d'événements à l'échelle du massif. On voit en effet, en divers points éloignés les uns des autres et sur une vaste échelle locale (cuvette synclinale de Morges, etc.), la couverture triasico-jurassique écoulee et écaillée, repincée dans les profonds synclinaux du socle. De même apparaît une histoire géologique encore plus complexe, au moins dans ses apparences, si, après une première dénudation du socle faisant intervenir une érosion, des charriages épiglyptiques ont apporté en certains endroits une couverture de remplacement.

CHAPITRE II

LES STRUCTURES TECTONIQUES DANS LES RÉGIONS SOULEVÉES DU SOCLE

II. LE MASSIF DE L'ARGENTERA ET SON DÔME-SATELLITE DE BARROT

I. — Historique des recherches.

L'étude tectonique du socle du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot a commencé avec les travaux de L. Bertrand sur la partie alors française (1893 à 1895 *b*) et de S. Franchi sur la partie italienne (1894).

L. Bertrand (1897) a apporté, dans le cadre de l'étude tectonique de l'ensemble du N du département des Alpes-Maritimes, un premier schéma tectonique du socle englobant la bordure SW du massif de l'Argentera et le dôme de Barrot et dont les grandes lignes sont encore valables. Cependant, il n'établissait, entre la tectonique du socle et celle de la couverture, ni limite, ni distinction de style dans un ensemble unique réagissant de manière uniformément souple aux sollicitations orogéniques, ce qui l'amenait à des interprétations erronées : l'idée du décollement de la couverture et de son indépendance tectonique vis-à-vis du socle ne devait naître que plus tard.

L. Bertrand exposait peu après, certains de ses résultats avec d'autres développements (Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, 1902), tandis qu'un petit nombre de travaux de détail succédaient, jusqu'aux recherches récentes (L. Baldacci et S. Franchi, 1900 ; F. Sacco, 1906 ; S. Franchi, 1907 ; P. Comte, 1930).

Les travaux récents ont été inaugurés par A. Faure-Muret (1947 *a* et *b* ; 1948), avec des descriptions précises sur les synclinaux de Trias pincé dans le Cristallin de la vallée de la Tinée et par M. Lemoine (1948) pour une région de bordure plus au S. Depuis cette date, les publications se sont succédé, nombreuses. Il s'agit le plus souvent de notes exposant les résultats partiels d'études en cours et envisageant la tectonique du socle essentiellement dans ses rapports avec celle de la couverture, dans le cadre de recherches tant

stratigraphiques que tectoniques (A. Faure-Muret et G. Suter, 1949 ; A. Faure-Muret et P. Fallot, 1954 et 1957 ; P. Fallot et M. Lanteaume, 1955, 1956 ; A. Faure-Muret, P. Fallot et Ed. Bolelli, 1956 ; M. Lanteaume, 1958). P. Bordet (1950) a donné une monographie sur le dôme de Barrot, dont R. D. Schuiling (1956) reprenait l'étude dans un domaine très spécial, celui des diaclases. R. Malaroda (1957) traitait aussi, dans une monographie, de la tectonique d'un secteur de la bordure NE du massif de l'Argentera.

Mes propres recherches, commencées en 1950, n'ont donné lieu à publication que tardivement, d'abord pour la partie concernant le dôme de Barrot, avec une monographie axée sur l'étude détaillée des structures du socle (J. V., 1958).

II. — Vue d'ensemble sur le soulèvement Argentera-Barrot. Sa position isolée. Esquisse générale.

A 55 km de la bordure SE du massif du Pelvoux (à Dourmillouse), les terrains antétriasiques du massif de l'Argentera commencent à affleurer à proximité de la crête de partage des eaux principale des Alpes, qui va devenir, sur quelques dizaines de kilomètres, la dorsale principale même du massif de l'Argentera.

Du point d'émergence des terrains antétriasiques au NW (abords du col de Pourriac) à celui où ils s'enfoncent à nouveau sous la couverture selon la direction de la plus grande dimension (entre Tende et La Brigue), soit selon un axe orienté W 35° N, le massif de l'Argentera affleure sur 65 km. A sa plus grande largeur (entre Demonte et les environs de Saint-Sauveur-sur-Tinée), le bloc d'un seul tenant qui constitue la quasi-totalité de ses affleurements dépasse 28 km. La forme de ce bloc est assez régulièrement dessinée en amande. Si on lui ajoute les lambeaux de Cristallin isolés des écaillés de Demonte, la largeur de l'amande passe à 32 km. A 6 km de la bordure SW du massif de l'Argentera, dans sa région médiane, commence à apparaître le socle permien du dôme de Barrot, avec des dimensions beaucoup plus modestes (15 km d'W en E sur 1,5 à 6 km), de telle sorte que, de la bordure NE de l'Argentera à la bordure SW du dôme de Barrot (de Sambuco à Léouvé), l'ensemble s'étend sur 42 km.

A 45 km à l'W des régions N du massif de l'Argentera affleure la culmination du socle alpin externe du Houiller de Barles, à 1.100 m d'altitude seulement. Apparaissant à 43 km au S du dôme de Barrot, le Cristallin et le Permien de Tanneron-Estérel, extra-alpins, ont un relief actuel inférieur à 700 m d'altitude et leur surface structurale supposée complète, sous le Trias, s'élèverait probablement peu au-dessus.

De plus, entre l'Argentera-Barrot, d'une part et les surélévations de Barles et de Tanneron-Estérel, de l'autre, le socle antétriasique forme une large et profonde dépression, disposition déductible de l'aspect des terrains de

couverture (J. Goguel, 1944). Selon J. Goguel, la dépression du socle antétriasique atteint des valeurs de l'ordre de 5.000 m au-dessous du niveau de la mer à l'W du dôme de Barrot, de plus de 3.000 au S.

Enfin, sur un large secteur SE, la présence de fonds marins de 2.000 à plus de 2.500 m jusqu'aux abords de la Corse (et, vers le S, bien au-delà) finit de réaliser de la façon la plus complète, du côté externe alpin, l'isolement et la vigoureuse individualité de l'unité soulevée Argentera-Barrot, le rivage se trouvant, on peut l'ajouter, dans la région de Vintimille, à moins de 24 km des derniers affleurements permien à Fontan.

Entre la dépression subalpine au S du dôme de Barrot et la dépression marine, le socle doit néanmoins présenter un axe de surélévation relative (J. V., 1962).

Il faut noter que, du côté interne alpin, les affleurements antétriasiques, avec éléments cristallins, des zones tectoniques internes sont beaucoup plus rapprochées que les autres du massif de l'Argentera. Mais ces terrains ne participent ici, eux aussi, qu'à de médiocres reliefs (je l'ai déjà noté en décrivant la situation générale de la zone Pelvoux-Argentera).

Bien que très accusée comme soulèvement du socle, la large intumescence que forment le massif de l'Argentera et le dôme de Barrot n'est pas définie dans l'orographie avec une parfaite netteté ; elle est restée mal dégagée de ses terrains de couverture en plusieurs points.

En position externe, le petit dôme-satellite n'est visible aux affleurements que dans une boutonnière d'érosion à travers une couverture qui vient coiffer toutes ses culminations et le soulèvement orographique correspondant, comprenant la couverture, n'y montre qu'un médiocre relèvement relatif par rapport à la zone déprimée qu'elle forme en direction du massif de l'Argentera (cimes de Barrot et des Cluots, 2.137 et 2.105 m ; cols du Quartier, ou de Valberg, et de la Couillole, 1.670 et 1.678 m), alors que la couverture de la dépression du socle subalpin, puissante, s'élève haut immédiatement à l'W du dôme (mont Saint-Honorat, 2.517 m).

La deuxième particularité structurale qui efface quelque peu l'individualité orographique de l'intumescence est que le massif de l'Argentera est prolongé axialement des deux côtés par des reliefs de couverture formant la crête même de partage des eaux principale des Alpes ; à une mince lisière de couverture autochtone ou parautochtone vient se superposer ici un empilement d'Internides où les points hauts de l'orographie atteignent au NW des altitudes de même ordre que celles des hautes crêtes du socle (Enchastraye, 2.955 m) et au SE restent d'assez peu inférieures (Marguareis, 2.650 m), au-delà de cols peu échancrés.

Il n'en reste pas moins que c'est à la surface d'érosion du socle du massif de l'Argentera que les Alpes méridionales (au S des Alpes cottiennes) présentent leur culmination et celle-ci est nette (3.297 m). De plus, l'individualité de ce massif reste apparente dans la localisation de longues parties des bordures d'un socle très largement dénudé. Ce massif possède

ainsi un système d'importantes vallées périphériques, caractérisées toutefois par une épigénie laissant à l'extérieur des lambeaux de bordure du socle. En revanche, le dôme de Barrot est « ignoré » des deux grandes vallées qui le traversent de part en part sans être en rien affectées dans leurs directions.

L'érosion a créé des reliefs locaux importants, mais cependant pas supérieurs à ceux de Belledonne méridionale, par exemple.

Il est intéressant de remarquer que, vers le S, les sommets du groupe des Gélas sont tous à moins de 40 km de la mer (cime des Gélas 3.143 m, à 39 km ; Grand Capelet 2.934 m, à 33 km), soit à environ 60 km de l'isobathe 2.000 en moyenne.

Le socle permien du dôme de Barrot culmine à 2.000 m sous le Trias de la cime de Barrot.

C'est une auréole à peu près complète de terrains sédimentaires de couverture allant du Trias à l'Oligocène qui entoure et envahit partiellement le domaine du massif de l'Argentera et de son dôme-satellite. Il n'en reste plus cependant, à l'intérieur du massif de l'Argentera, que de rares et minimes lambeaux isolés de Trias, éventuellement associé à du Jurassique près des bordures SE.

Dans le massif de l'Argentera s'individualisent deux grandes zones culminantes principales :

La plus élevée forme à l'E un alignement de trois groupes juxtaposés selon un axe NW. Au SE, les sommets dépassant 3.000 m, du groupe des Gélas, forment la crête même de partage des eaux principale, mais ces hautes arêtes se prolongent essentiellement vers le S, en Vésubie et Roya. Ici, le Grand Capelet forme le plus haut point des affleurements permien et le socle permo-cristallin du mont Bego (2.873 m) porte à son sommet un mince lambeau de grès triasiques, qui constitue le plus élevé des affleurements de couverture conservés sur le socle. Au centre, le groupe de l'Argentera voit tout au contraire ses plus hauts points largement rejetés au N de la crête de partage (3,5 km pour la cime de l'Argentera elle-même). Au NW, le sommet du mont Matto (3.095 m), encore plus éloigné de cette crête (5,5 km au NE), ne se trouve plus alors qu'à 6 km de la bordure NE des terrains cristallins, soit à des distances de l'ordre de 20 km de la bordure du socle antétriasique au S et au SW.

La deuxième zone culminante forme la crête de partage des eaux principale à l'extrémité NW du massif, avec encore quelques sommets de 3.000 m (mont Ténibres, 3.031 m).

Une zone très caractéristiquement déprimée sépare les deux régions culminantes sur la crête de partage principale, large abaissement de la crête descendant au-dessous de 2.300 m entre le col de la Lombarde (2.351 m) et le Pas de Sainte-Anne (2.308 m).

La disposition de la crête réalise aussi ici un double décrochement vers l'E en allant du N au S, par des raccords transversaux de crêtes orientées NW,

se relayant. A l'E, la soudure a lieu avec le groupe du Malinvern (2.939 m) rattaché, dans l'esquisse ci-dessous, au mont Matto. Or, cette partie basse de la crête de partage principale forme le prolongement NW d'une dépression longitudinale typique formée par l'alignement des hauts vallons de Chastillon, Mollières, Salèses avec les cols intermédiaires largement ouverts de la Valette-Rubina-Mercera et de Salèses (2.030 m), tandis que les hauts vallons ne s'ouvrent vers l'aval, des côtés SW et S, que par des tronçons de vallée très étroits et profonds (dans deux cas sur trois, de véritables cluses).

Ces bas vallons traversent en fait le prolongement SE des crêtes du mont Ténibres, qu'ils découpent en deux blocs isolés au mont Saint-Sauveur et à la cime de Giraud-Pépoiri (2.674 m). On peut parler d'une longue chaîne occidentale du Ténibres, culminant nettement dans sa partie N et en partie morcelée par l'érosion. Dès le passage du vallon du Boréon, on doit admettre, au SE de celui-ci, l'existence d'une soudure plus complète de l'extrémité de la chaîne du Ténibres au groupe culminant oriental, dans une région relativement basse de bordure. Cependant, en continuant vers l'E, la bordure du massif continue à être jalonnée, au-delà des vallons transversaux de la Madone de Fenêtre, puis de la Gordolasque, par un alignement de contreforts (Piagucime de la Valette-chaînon longitudinal de la cime du Diable), derrière lequel se situe l'alignement des Baisses de la Mairis et de Prals et, par la dépression relative de la crête Pas du Trem-Pas de l'Arpeto, du vallon de la Minière-Beonia : l'individualité orographique de la chaîne morcelée du Ténibres se poursuit jusqu'à l'extrémité SE du massif.

Au N de la crête déprimée des cols Sainte-Anne-Lombarde, versant Stura, les traces de la dépression longitudinale restent perceptibles, beaucoup moins marquées dans les alignements de tronçons de vallons (Orgials-Lasciauda-Rio Costis ; Roccias Lion-Tesina).

Vue ainsi sous l'ensemble de ses aspects, la dépression morphologique longitudinale affecte de plus, dans sa partie principale et la plus intérieure, une disposition en ombilic allongé, marqué par le creux du vallon de Chastillon et l'altitude particulièrement basse du col de Salèses.

Les autres vallons intérieurs du massif sont disposés, en règle très générale, perpendiculairement aux bordures. Ce doit être le développement de ce réseau de drainage à partir d'un abrupt versant NE qui a disséqué la partie N de la zone culminante orientale en tronçons (chaînes de l'Argentera et du Matto) isolés par de profonds vallons dont les têtes ont reculé vers le S. A l'W et au N du mont Matto, d'autre part, l'agencement des vallons réalise une divergence (Rio Freddo, Valletta, Méris).

L'origine tectonique alpine des grandes structures du massif de l'Argentera définies ci-dessus est trahie et aussi précisée dans maints aspects par la présence de lambeaux de couverture triasique, rares et isolés, mais formant toujours avec les accidents de l'orographie et aussi avec des accidents intérieurs au socle antétriasique, un système très étroitement lié.

III. — Descriptions détaillées.

Le massif de l'Argentera peut être décrit, en première analyse, en considérant tout d'abord les régions intérieures, avec leur réseau de synclinaux, puis les bordures.

Dans celles-ci se distinguent un petit front d'ennoyage axial NW, à rattacher à une bordure W dont la partie S se relie en profondeur au dôme de Barrot, une bordure S, puis au SE (en direction d'ennoyage axial du massif) une structure anticlinale particulière, enfin une longue bordure NE du côté alpin interne.

Le dôme de Barrot, du côté externe, prend une place à part du fait de son individualisation relative.

A. — *Le massif de l'Argentera.*

1. *Notions sommaires sur la tectonique des régions intérieures.* Les synclinaux intérieurs. — Des cassures, des failles très nettes, des zones laminées ou broyées sont visibles dans le Cristallin en bien des points. En général, il n'en sera pas question ici ; leur interprétation géométrique exacte et leur relation avec la tectonique alpine, définie pour le socle par les accidents qui affectent la base du Trias, restent en effet souvent mal déterminées ou indéterminées en l'état actuel de l'observation. A. Faure-Muret (1955) a donné une cartographie partielle de ces manifestations cassantes dans le Cristallin.

En dehors des accidents intracristallins, les aspects que revêt la tectonique dans les régions intérieures du massif de l'Argentera peuvent se classer en deux groupes correspondant à une situation tectonique différente dans le cadre des grandes structures esquissées au numéro précédent.

a. *Les régions en crête des grands anticlinaux* montrent des structures d'interprétation géométrique bien déterminée au niveau de la base du Permien et dans la masse de celui-ci. Cependant, la très grande rareté des lambeaux de couverture postpermienne dans ces régions et l'existence de la discordance permienne, variable et parfois d'assez forte valeur angulaire sous le Trias inférieur aux divers points des bordures voisines, empêchent de considérer *a priori* la tectonique observable à la base du Permien ou dans sa masse comme alpine.

Il est possible d'en attribuer l'essentiel des manifestations à la tectonique alpine en vertu des deux remarques suivantes : d'une part, certains accidents apparaissent en relation de continuité avec des accidents alpins, d'autre part, aux bordures, le style et les structures tectoniques du plissement permocristallin épousent dans l'ensemble ceux du plissement Trias inférieur-socle antétriasique.

Il faut faire d'ailleurs la part de la disharmonie dans la déformation, disharmonie dont on verra des exemples nets et dont l'intervention rendrait très délicate la recherche d'accidents antétriasiques du Permien, supposés être à l'origine d'accidents alpins. Ceci dit, la localisation de la couverture permienne à un domaine méridional étroit, dans les régions élevées, ne permet guère de dégager dans la tectonique de ces régions, d'après son étude, qu'un style d'ensemble.

Dans l'aire anticlinale correspondant à la zone culminante E, le Permien du Grand Capelet - Bego occupe une haute région située au sommet du flanc d'ennoyage axial SE du massif. Il apparaît engagé, avec la partie immédiatement sous-jacente du Cristallin, dans une tectonique surtout cassante de panneaux séparés par des failles ; les failles, d'un rejet de quelques dizaines de mètres en moyenne, sont directes ou souvent subverticales, conformes, et en général plus ou moins courbes, formant une association assez complexe (fig. 61 ; A. Faure-Muret, 1955, en a donné une cartographie un peu différente) ; les panneaux séparés par ces failles sont diversement basculés et gauchis, avec formation de rares voûtes anticlinales de forme lourde ; au versant SW du mont Bego, un système de cassures et de panneaux basculés, accompagné d'une zone broyée, définit le flanc d'un « pli cassant » (J. V., 1958). Cependant, la tectonique alpine du mont Bego, exceptionnellement, peut être précisée par la présence de lambeaux de Trias inférieur qui, jusqu'à son sommet, dessinent le flanc SE et le faite d'un anticlinal en voûte surbaissée.

A peu de distance au SW et à l'W de cette région (fig. 61), le prolongement anticlinal de la chaîne W, d'ailleurs plus déprimé, ne révèle pas, soit à la base, soit dans la masse du Permien, une tectonique aussi cassante, et les formations supérieures du Permien de la cime du Diable sont affectées d'ondulations anticlinales et synclinales vigoureuses (cf. A. Faure-Muret, 1955, pl. 4). Le Permien augmente ici très rapidement d'épaisseur vers le S, son contact avec le Cristallin, puis le Carbonifère, traversant subverticalement la vallée de la Gordolasque, à Engiboï, à moins de 1.500 m d'altitude, alors qu'un lambeau de Permien isolé repose sur le Cristallin à plus de 2.400 m à l'W de la cime de la Vallette. On remarque ici (pl. 2 A) la position grossièrement axiale, dans la zone anticlinale, du synclinal de Carbonifère profondément pincé ; un jeu alpin (post-permien) de ce synclinal hercynien a cependant eu lieu par faille, sur son flanc N, relevant le Cristallin de la cime de la Vallette par rapport au Permien qui recouvre le Carbonifère en forte discordance. En profondeur, la rive droite de la Gordolasque montre, dans les rapports entre le Permien, le Carbonifère et le Cristallin, des complications qui représentent une tectonique énergique à petite échelle mais ne sont pas encore entièrement élucidées.

Sensiblement plus à l'W, le Permien de la vallée de la Tinée atteint sa plus haute culmination sur l'anticlinal correspondant à la chaîne occidentale, à la cime de Giraud, portant lui-même un important lambeau de grès, pélites

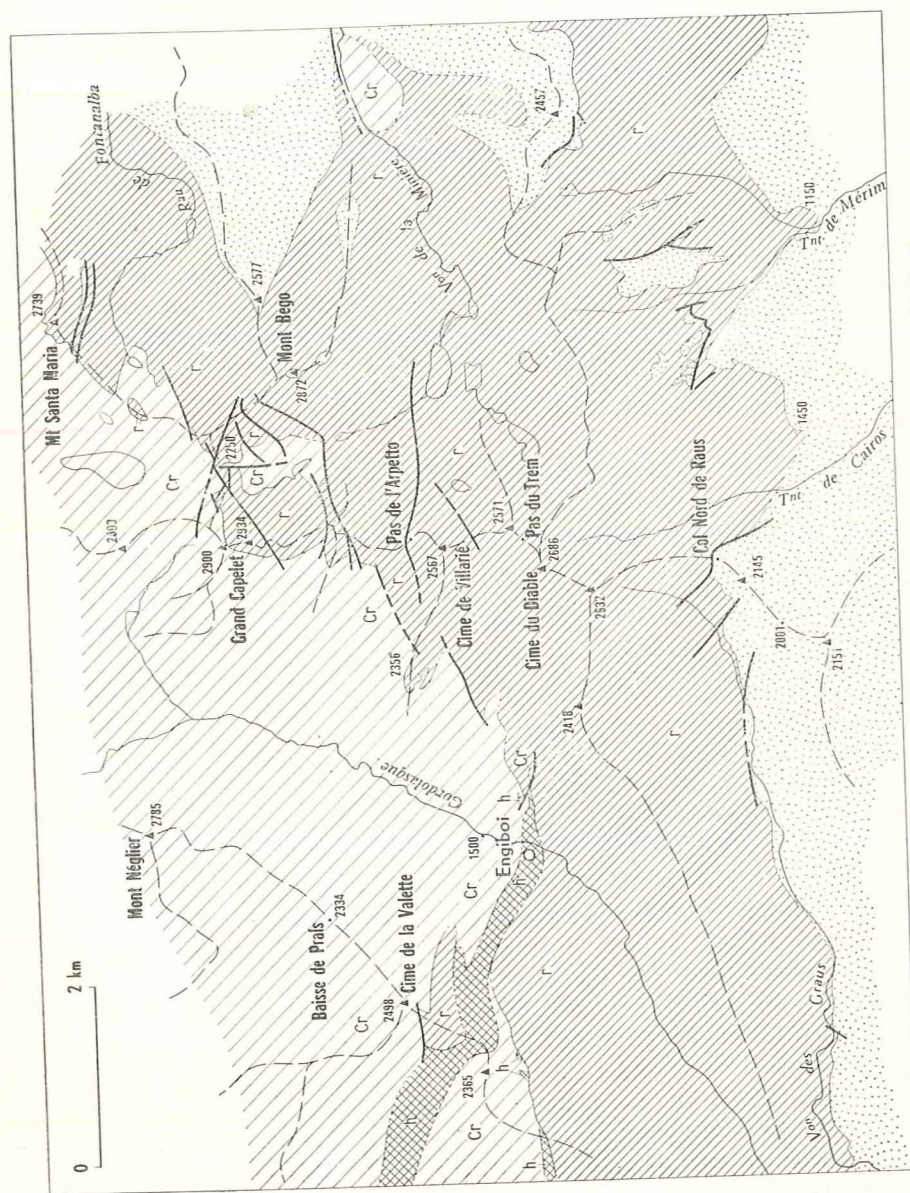


Fig. 61. — Région Grand Capellet - cime du Diable - cime de la Valette.
Surfaces cochantées, **Cr** : Cristallin. — **h** : Carbonifère. — **r** : Permien. — **Pointillé** : Trias et couverture postérieure. — **Trails**
gras : failles. — **Tirés par groupes de points** : charnières synclinales (légende commune à plusieurs figures).

et calcaires du Trias (fig. 62). La base de ce Permien, bien visible à travers le versant N, apparaît régulièrement basculée d'environ 35° vers le SW et recoupée très localement, au N du Cluot de Malamet, de petites failles perpendiculaires, soit longitudinales par rapport à l'axe de l'anticlinal et conformes ; l'une de ces failles montre un léger chevauchement du Cristallin sur le Permien, les autres étant subverticales. M. Lemoine (1948) a décrit les replis qui affectent le Trias inférieur de la cime de Giraud et dans lesquels il implique aussi le sommet du Permien ; mes observations étant encore incomplètes sur ce point, il m'est seulement possible de signaler ici l'opposition totale de style qui apparaîtrait ainsi entre la base et le sommet du Permien, nécessitant une grande incompétence des assises permienues susceptibles d'une telle disharmonie de plissement. Cependant, ce Permien et ce Trias, très basculés, appartiennent encore indubitablement, bien qu'en position élevée, au flanc SW de l'anticlinal. Au petit col, au NE de la Testa Rol, le Permien s'appuie au Cristallin relevé de la cime de Las Lausas par une faille verticale NW, bordée par une assez puissante lame de gneiss mylonitisé. Cette cassure se prolonge au SE du vallon de Millefontes par une faille simple entre gneiss et Permien d'abord, puis entre calcaires triasiques et Permien, se soudant ici à un autre accident : la bordure occidentale du synclinal de Sespoul-col de Vejas qui va être décrit.

b. *Trois zones synclinales alpines traversent le massif où pénètrent profondément sa région intérieure* (pl. 2 A). — Les synclinaux géologiquement bien observables y sont définis sans ambiguïté par des affleurements de Trias plus ou moins énergiquement pincés dans le socle. Ma note (J. V., 1959 a) sur ces structures en donne une description succincte, incomplète en ce qui concerne l'extension de la zone synclinale principale.

Cette dernière correspond à la grande dépression qui sépare, dans l'orographie, les deux régions culminantes du Gélas-Argentera et de la chaîne du Ténibres.

La structure tectono-morphologique la plus nette de cette zone est un synclinal de Sespoul-col de Vejas (fig. 62 et 63).

Le synclinal pincé de Sespoul a été observé pour la première fois par A. Faure-Muret (1947 b) qui décrit l'allure très déversée de l'accident, avec déversement croissant vers le haut, à sa traversée de l'éperon SW de la cime de Sespoul.

Au NW, les affleurements extrêmes de couverture sédimentaire observés se trouvent dans le haut vallon de Saboulé, situant la charnière du pli, à la base du Trias, vers 2.300 m, et la direction générale de l'accident montre que cette charnière se trouverait au moins à 2.500 m, un kilomètre plus loin au NW, au passage de la dorsale orographique du massif. Cette charnière s'observe vers 2.100 m à l'W de la cime de Sespoul et il y a fort plongement d'axe vers le vallon de Chastillon, où des affleurements de Trias, émergeant du Quaternaire à la base du versant de gneiss de la rive gauche, baignent

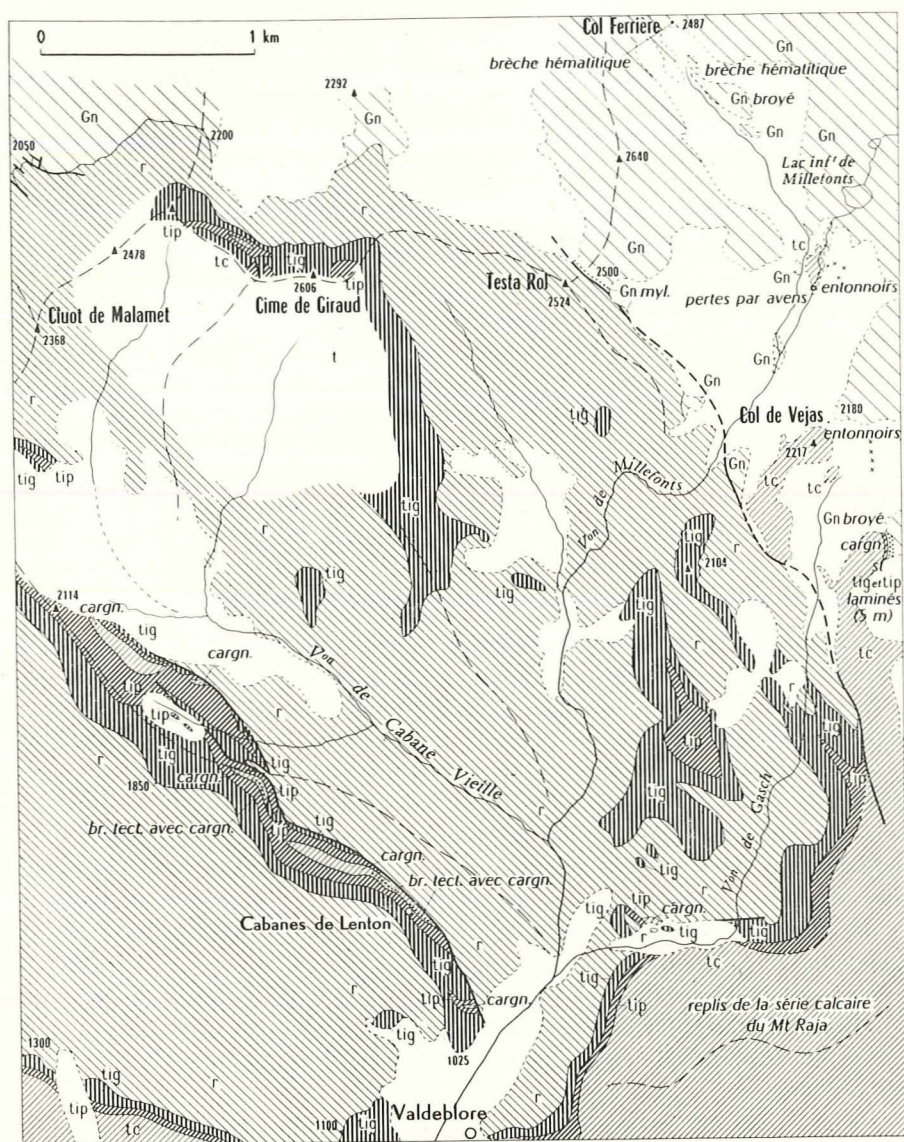


Fig. 62. — Affleurements entre la cime de Giraud, le col Ferrière et La Bolline-Valdeblore.

Gn, Cr : Cristallin. — h : Carbonifère. — r : Permien. — tig : Trias inférieur gréseux. — tip : Trias inférieur pélitique. — tc : Trias calcaréo-dolomitique. — ti : Trias inférieur non différencié. — Traits gras : failles, contacts anormaux. — myl : mylonite (légende commune à plusieurs figures).

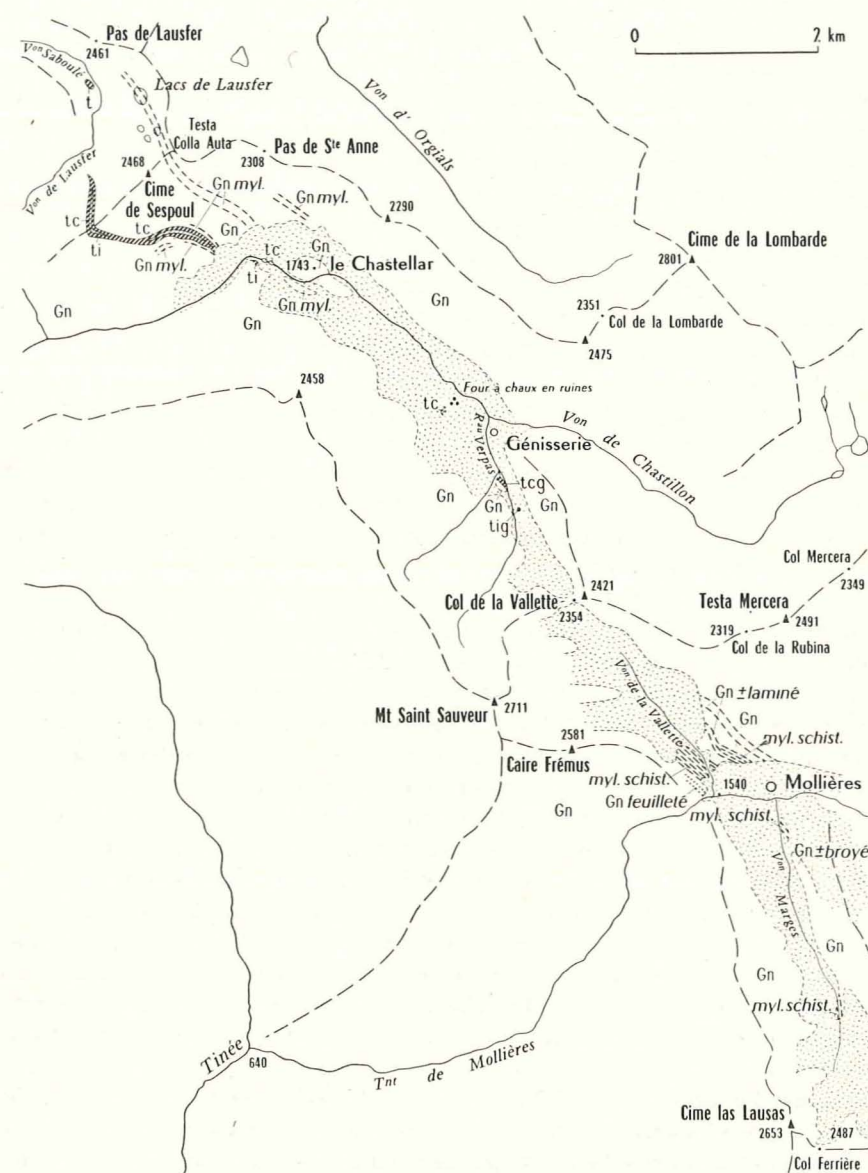


Fig. 63. — Affleurements synclinaux de Trias et accidents intracristallins associés entre le Pas de Lausfer et le col Ferrière (pour la légende, voir fig. 62).

dans le torrent vers 1.575 m d'altitude immédiatement à l'aval du verrou de Chastellar.

A travers l'éperon SW de la cime de Sespoul, le synclinal de Trias montre un cœur de calcaires et cargneules régulièrement bordé de grès du Trias inférieur. La formation prend une allure d'amande renflée et recourbée en croissant au versant S de l'éperon. Vers le bas des affleurements qui plongent sous le Quaternaire de la rive droite du vallon de Chastillon, vers 1.650 à 1.700 m, cet ensemble est nettement tectonisé, avec zones pulvérulentes et brèches (aspects de « pétrissage »); les gneiss ocellés encaissants, de part et d'autre, sont écrasés et laminés sur des épaisseurs de 20 à 50 m, au contact, tandis qu'une zone de gneiss broyé courant parallèlement au synclinal, plus haut dans le versant, se tient à une certaine distance du bord des affleurements triasiques. Le déversement du pli va d'un pendage de 70° NE en bas-versant E, à une position très couchée sur l'axe de l'éperon. Ce déversement se produit en direction de l'aval d'un versant qui est très incliné au-dessus d'une masse rocheuse, formée de gneiss, dont l'ensemble est nettement disloqué; de plus, en crête d'éperon, un effet de balancement superficiel local vient encore exagérer le phénomène de déversement : dans l'ensemble, il est indubitable que le déversement du pli est dû, au moins pour une bonne partie, à un effet de gravité au versant; on peut considérer comme très possible qu'il lui soit imputable en totalité.

A. Faure-Muret (1947 *b*, *ibid.*) indiquait que le pli alpin ci-dessus localement défini devait se prolonger à l'ESE, à peu près selon l'axe même du vallon de Chastillon, et recouper une zone d'écrasement ancienne. Ultérieurement (1955), elle faisait de cette zone d'écrasement intracristalline la « mylonite de la Vallette-Mollières », au rôle structural important mais antérieur à l'orogénèse alpine. Mes observations conduisent à une autre conception. La rive gauche du vallon de Chastillon, largement recouverte de Glaciaire à partir du coude à l'aval du Chastellar jusqu'au vallon de Verpas, est très peu favorable à l'observation; néanmoins, un affleurement de gneiss broyé émerge du Quaternaire à la hauteur du verrou du Chastellar rive droite; quant au four à chaux en ruine situé en bord de route près de la « Génisserie », il ne jalonne pas un affleurement courant selon le thalweg, mais utilise le matériau roulé par gravité depuis un affleurement de calcaires situé 80 m plus haut. Ce signe de divergence vers le SE du synclinal de Trias par rapport à l'axe du vallon de Chastillon est indubitablement confirmé, dans le vallon de Verpas même, par l'existence, vers 1.950 m, d'un petit affleurement de gneiss et de Trias, toujours largement ceinturé de Glaciaire : on retrouve un synclinal de Trias entre ses deux flancs de gneiss; 5 à 8 m de grès du Trias inférieur flanquent de part et d'autre 1 m de brèche intraformationnelle calcaréodolomitique dans l'axe du pli. Cet affleurement se trouve au bord même du torrent de Verpas, en talus, sur la rive gauche, et on peut remarquer que le gneiss y chevauche un peu le Trias, mais cette fois sur le côté SW.

Or, par cet affleurement, se trouve rejointe dans son prolongement précis

la dépression morphologique du col et du vallon de la Vallette, c'est-à-dire la puissante mylonite intracristalline de la Vallette-Mollières de A. Faure-Muret, sur laquelle s'est constituée la dépression morphologique. Aux abords du hameau de Mollières, cette dépression trouve deux prolongements méridionaux, l'un au SE dans le vallon de Mollières, l'autre au SSE par le vallon de Marges, le col Ferrière et le vallon de Millefont. Une large couverture glaciaire tapisse encore ces creux, mais une coupe transversale presque complète du substratum apparaît vers le bas du vallon de la Vallette. Les gneiss ocellés du Caire Frémus y montrent une première zone latérale débitée en feuillets parallèles subverticaux contre la mylonite à allure de schistes gris (« pseudo-phyllades » de A. Faure-Muret), qui forme l'axe du vallon sur une largeur d'environ 150 à 200 m; du côté NE, une autre bande de schistes gris, associée à des gneiss plus ou moins laminés, a une direction un peu divergente par rapport à la première : elle tend à s'axer sur le vallon de Mollières; la première émerge à nouveau du Quaternaire, çà et là, le long du vallon de Marges puis au col Ferrière et au versant Millefont de ce col, deux derniers points où une minéralisation en fer oligiste mise en place à l'éponte occidentale de la mylonite a été anciennement exploitée (L. Raiberti, 1898). Au col de la Vallette et surtout au col Ferrière, une forte élévation d'axe du pli est nécessaire pour franchir les crêtes de Cristallin (Col Ferrière, 2.487 m).

Il ne m'a pas été possible de retrouver, dans les traces de laminages qui se voient dans le paysage à partir du col Ferrière, vers le SE, la zone mylonitique continue indiquée par A. Faure-Muret (1955). Par contre, dans le replat du vallon de Millefont vers 2.150 m (fig. 62), des calcaires et cargneules émergent brusquement du Quaternaire, environnés d'affleurements de Cristallin. Une série d'entonnoirs à travers le Quaternaire et une perte du torrent à l'extrémité aval de l'affleurement calcaire soulignent l'importance de la nouvelle structure synclinale de Trias ainsi apparue vers le S, marquant l'abaissement d'axe définitif du pli dans cette direction.

Le pli du socle se poursuit alors toujours vers le SSE (fig. 62) par le col de Vejas, jusqu'à la bordure S du massif, où il disparaît avec le socle, plongeant sous les puissants replis de la couverture. Le Quaternaire, toujours abondant, ne laisse observer les contacts du Trias et du socle et les couches de base du Trias qu'en peu de points : à l'W, la rive droite du vallon de Gasch montre un contact redressé des calcaires triasiques avec le Permien, contact de faille qui se poursuit au S, rive gauche du même vallon; la faille se continue ensuite entre les calcaires et les grès et pélites du Trias inférieur, ce dernier étant ici engagé avec son substratum permien dans un petit anticlinal local dont le flanc semble rompu en biseau par la faille. A l'E, le socle restant en Cristallin vient chevaucher les cargneules triasiques par l'intermédiaire d'une bordure de Cristallin broyé et de 5 m de Trias inférieur laminé. M. Lemoine (1948) a déjà décrit les rapports anormaux du socle et du Trias dans cette région, mais sans mettre en lumière la nature synclinale de l'accident du col de Vejas. Le chevauchement a été certainement exagéré et peut-être entièrement

provoqué par effet de gravité au versant, ce dernier étant, comme à Sespoul, de pente accusée et formé de roches de mauvaise tenue dans toute sa masse.

Une autre grande structure est géologiquement définissable comme faisant partie de la zone synclinale principale (fig. 63).

Des zones mylonitiques (j'en ai noté jusqu'ici deux, dont une plus complètement), en bandes très allongées d'une centaine de mètres de largeur environ, affectent le versant de la basse crête de Lausfer - Pas de Sainte-Anne - col de la Lombarde, au NE du synclinal de Sespoul auquel elles sont subparallèles en direction. Comme ce dernier, elles traversent la dorsale orographique, qu'elles recoupent très obliquement. La plus nette a déterminé le col secondaire situé entre la cime de Sespoul et la Testa Colla Auta et la dépression des lacs supérieurs de Lausfer, passe au Pas de Lausfer et se prolonge probablement au NW par le vallon de la Sauma (pl. 2 A). Les gneiss à grosses amygdales allongées de feldspath, çà et là œillés, y sont entièrement broyés en une masse terreuse friable, parfois presque pulvérulente et très claire, dans des zones lenticulaires étendues, nettement ou même brutalement délimitées (pouvant contenir çà et là des parties plus dures où la structure œillée a été conservée); une région très brisée de gneiss de teinte sombre enrobe au moins en partie ces lentilles jusqu'aux parties compactes de la roche extérieures à l'accident : ce sont ces mylonites que A. Faure-Muret (1955) a réunies en faisceau convergent vers le SE, pour constituer la mylonite de la Vallette-Mollières. Sur la foi des nouvelles observations, il paraît préférable d'y associer différemment le modelé orographique et d'y voir des accidents géologiques liés à la dépression longitudinale affectant le Cristallin des hauts vallons de Chastillon, Mollières et Salèses et par conséquent au prolongement morphologique de cette dernière jusqu'au vallon de la Minière-Beonia (pl. 2 A).

Or, sur cet axe même, entre le Grand Capelet et la cime du Diable (fig. 61), le Permien et les anatexites (« Anatexites de Fenestre », de A. Faure-Muret) sont engagés dans deux replis déversés, pincés, avec Cristallin chevauchant, très caractéristiques, inattendus dans le cadre tectonique du Permien environnant (cf. A. Faure-Muret, 1955); ces replis, axés WNW comme la ligne de dépression, affectent la masse du contrefort occidental de la cime de Villarié au S du point 2.356. Le chevauchement, qui paraît ici indubitablement d'origine tectonique, a lieu vers le SSW. A. Faure-Muret (1955, *ibid.*) a déjà montré qu'à l'E de cet accident la tectonique de plis du Permien compte un synclinal (d'ailleurs à peu près droit) qui doit représenter le prolongement oriental immédiat de ce pli. Cependant, il n'y a pas encore de Trias engagé et il faut faire la part, dans l'interprétation de ces structures, à la fois des effets d'une tectonique antétriasique et de ceux d'un plissement disharmonique qui n'a pu qu'être largement favorisé par la structure fortement lenticulaire de la série permienne.

Mais plus à l'E, l'allure synclinale du Trias inférieur, qui est sans doute déjà inscrite dans la position des affleurements du versant SE du mont Bego considérés par rapport à ceux de la crête Scandaï - Corne de Bouc, relaie

toujours en direction les indices tectono-morphologiques de dépression synclinale du socle. Un « synclinal de la Minière » (fig. 64), axé sur le vallon de la Minière et la vallée de la Béonia est en effet nettement défini jusqu'à la bordure E des affleurements du socle du massif. Il apparaît affecté sur son flanc N de chevauchements localisés, ne formant pas une zone chevauchante continue : le Permien chevauche un peu et irrégulièrement le Trias inférieur dans le versant escarpé qui domine le site de Vallauria; il s'agit plus précisément d'un flanc de pli très raide à vertical et accidenté de chevauchements locaux. Dans la zone de bordure même du massif, le synclinal de la Minière semble perdre de l'ampleur à mesure que son axe s'ennoe selon la direction d'ennoyage général du socle; sa charnière semble se retrouver dans un pli déjeté assez aigu, à cœur de cargneules, axé sur le point 1.455 à l'WNW de Saint-Dalmas-de-Tende, pli que flanque au N un autre synclinal dont le flanc N montre une suite de chevauchements toujours modérés (pendages de 50 à 70°) et localisés, du Trias inférieur gréseux sur ses pelites et de celles-ci sur les cargneules. Bien que le Quaternaire gêne l'observation dans le fond de la vallée de la Roya à Saint-Dalmas-de-Tende, on peut voir que le débouché du synclinal à la limite des affleurements du socle sous la couverture ne produit qu'une minime indentation; un chevauchement du synclinal qui le flanque au N se retrouve rive gauche de la Roya à la lisière des affleurements qui constituent le soubassement W de la cime de Boseille.

Dans sa région vallon de la Minière Saint-Dalmas-de-Tende, l'étude de la structure synclinale sera reprise un peu plus loin avec celle de l'ensemble des structures caractéristiques de la bordure, dont on verra que les éléments principaux sont différents.

Quoi qu'il en soit, une zone synclinale ou un *synclinal de Lausfer - cols de Salèses et de Prals - Miniera* paraît bien définie et est à adjoindre au synclinal de Sespoul - col de Vejas. L'ensemble forme une *dépression synclinale de Sespoul - col de Sainte-Anne*, à l'ordonnance complexe et dont l'importance tectonique dans le massif de l'Argentera est majeure (pl. 2 A). La disposition en ombilic de cette structure dans la région de Chastillon et de Salèses, mais surtout de Chastillon, sur le trajet du synclinal de Sespoul, peut être mise en relation avec la divergence vers le SE de ses deux rameaux constitutifs principaux.

De plus, la chaîne du mont Ténibres est obliquement sectionnée, à un niveau élevé il est vrai, par le synclinal de Sespoul - col de Vejas (col Ferrière). On peut distinguer de l'*anticlinal du mont Ténibres*, en prolongement SE un *anticlinal du Pépouri - cime du Diable*, terminé à l'E par l'éperon anticlinal de la Nauca - Corne de Bouc. La région ombilicale se situe au lieu de rencontre de ces deux anticlinaux et d'un *brachyanticlinal de l'Argentera*, puissant, bien défini au NE.

Il importe de remarquer que, dans aucune de ses parties, la dépression synclinale ci-dessus étudiée n'apparaît liée à des structures datables antérieures à l'orogénèse alpine (pl. 2 A). La structure que j'attribue à la tecto-

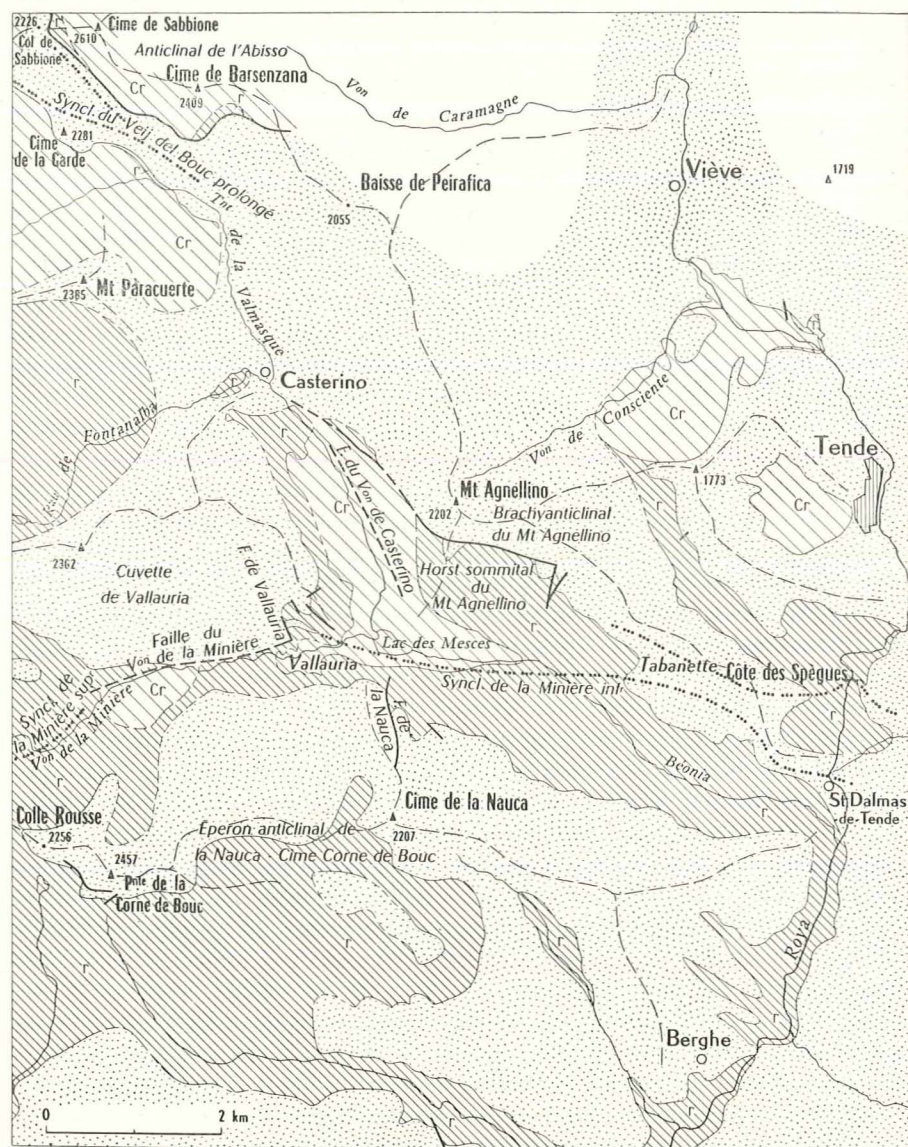


Fig. 64. — Extrémité SE du massif de l'Argentera (pour la légende, voir fig. 61).

nique alpine recoupe purement et simplement le granite de l'Argentera à travers le col de Salèses¹ et se dirige très transversalement par rapport à l'ensemble de la bordure permienne dans le vallon de la Gordolasque ; au S du col de Vejas, elle décale normalement la bordure de Permien (qui lui est ici oblique) en raison de l'importance de l'amplitude verticale du synclinal. Quant aux synclinaux de Carbonifère (« Mollièresite » et Stéphanien) qui parcourent la région allant du vallon de Marges à la Gordolasque, ils chevauchent la partie axiale même de l'anticlinal du Pépouir - cime du Diable que, pour une part, ils traversent très obliquement ; le « Poudingue des Bresses » reste, pour sa part, cantonné à la marge N de la dépression du col de Salèses. On n'observe donc pas ici, à cette échelle, de jeu d'anciens plis.

Enfin, on peut noter le dessin particulier que semble donner l'agencement des mylonites à celui des charnières synclinales (pl. 2 A). Il s'agirait d'un faisceau de plis subparallèles serrés dans la zone ombilicale de Chastillon, divergeant beaucoup au SE, à partir de là, dans les deux rameaux décrits (avec apparemment un pli secondaire à Mollières qui pourrait les réunir obliquement) ; le faisceau divergerait aussi au NW, côté duquel les plis semblent s'amortir dans le massif, de plus en plus développés cependant en allant d'W en E, jusqu'à atteindre la zone bordière NE, sinon la bordure même des affleurements (Rio Costis)².

Dans sa partie terminale SE, le brachyant. de l'Argentera est accidenté sur son flanc NE d'un pli de style caractéristique, le *synclinal du Veij del Bouc* (fig. 65). Ce synclinal, qui donna lieu à d'anciennes observations d'intérêt aujourd'hui seulement historique (F. Sacco, 1906 ; S. Franchi, 1907), a fait l'objet, ainsi que les accidents tectoniques voisins, d'une étude plus récente (A. Faure-Muret et P. Fallot, 1954 ; A. Faure-Muret, P. Fallot et Ed. Bolelli, 1956 ; A. Faure-Muret et P. Fallot, 1957).

Il s'agit d'une belle structure pincée subverticale, probablement isoclinale dans l'ensemble, sur une hauteur de l'ordre d'un demi-kilomètre au moins de Trias encaissé dans les anatexites. Orienté WNW, le synclinal est ainsi parallèle à la bordure NE comme à l'axe général du massif. A part de petites interruptions de Quaternaire, il est prolongé en continuité d'affleurements par un pli moins accusé de la bordure du massif au S du col de Sabbione. Vers l'W, dans la cuvette du lac du Veij del Bouc, le fond du synclinal présente un aspect typique : le contact du Trias inférieur gréseux avec les anatexites dessine vers 2.050 m un large fond de bateau, grossièrement plat, les pélites et les cargneules sus-jacentes visibles un peu plus haut à l'E étant seules pincées en V aigu. Les grès et surtout les anatexites, près de leur contact,

¹ Le vallon de Salèses m'a montré les traces indubitables d'un enfoncement synclinal, selon son axe, du toit du granite. Des failles et des broyages participent à la déformation sur les deux flancs du synclinal (*Note ajoutée en cours d'impression*).

² En réalité, la présence de lambeaux de Trias très profondément encaissés dans le socle, que j'ai pu récemment trouver, révèle des synclinaux du faisceau encore profonds près de l'extrémité NW du massif (*Note ajoutée en cours d'impression*).

affecté d'ailleurs par un abaissement d'axe très marqué vers l'W et à la faveur duquel un dernier lambeau d'érosion s'abaisse jusqu'au-dessous de 1.900 m d'altitude sur la rive droite du ruisseau de Morgon. De ce côté de la faille de décrochement, le pli est seulement déjeté au S. Le seul chevauchement du Cristallin sur le Trias que j'ai observé, plutôt faible (pendage de 70 à 75°) affecte, sur la rive droite du ruisseau de Morgon, un versant raide dont l'évolution par gravité peut être mise en cause. Dans cette partie du pli, vers le haut, c'est-à-dire près de la faille de décrochement dans le haut du vallon de Tortissa, les calcaires du Trias montrent de beaux aspects de plis couchés qui, contrairement à ce qui a été antérieurement admis, ne peuvent rien devoir à un chevauchement du socle ; la série calcaire repose d'ailleurs normalement sur le Trias inférieur partout où les rapports mutuels en sont visibles, le Trias inférieur redressé du flanc N du synclinal étant seulement très plissé près du col du Fer.

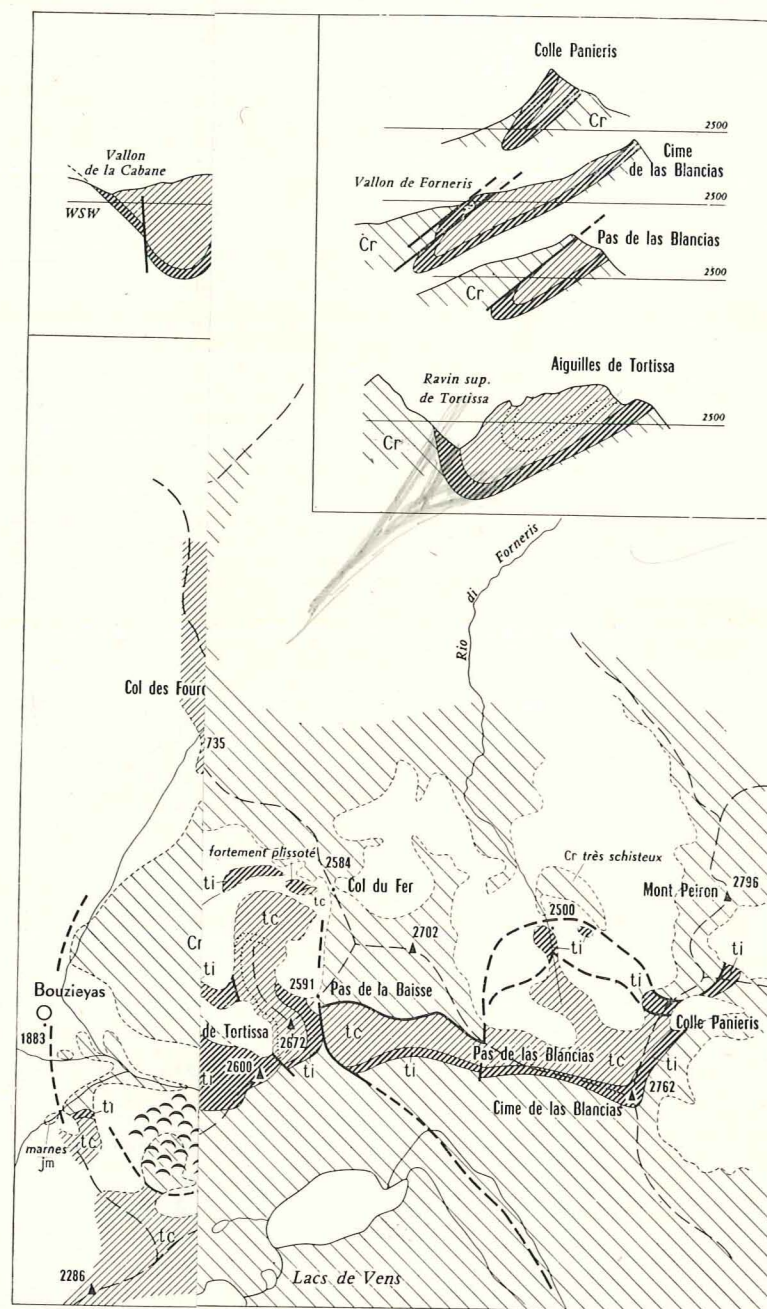
Le synclinal de Tortissa apparaît très isolé, sans liens observables avec les autres structures du massif. Vers l'E, le Quaternaire du haut vallon vers lequel il plonge très aminci, seulement représenté par une lame de grès, empêche de le suivre, mais il semble ne pouvoir se poursuivre bien loin et paraît s'effacer. Vers l'W, aucune indentation ne lui correspond à la bordure des affleurements du socle. Cependant, un minuscule lambeau de grès triasiques reposant sur le Cristallin du haut versant S du mont des Fourches trahit l'existence d'un flanc de pli vidé par l'érosion de la vallée de la Tinée (fig. 66)¹.

2. La bordure occidentale. Les accidents du front d'ennoyage axial NW et le faisceau de plis de la vallée de la Tinée. — L. Bertrand (1897) a depuis longtemps fait connaître l'allure plissée de cette bordure. Mais ses données, que de rares travaux ultérieurs n'ont enrichies que sur de petits points de détail, nécessitent d'assez nombreuses précisions et des correctifs, et ceci d'autant plus qu'il n'a jamais fait la distinction nécessaire entre les plis du socle et ceux de sa couverture.

Je reprendrai ci-dessous, en les développant, les données d'une note récente (J. V., 1959 b).

La bordure occidentale ci-dessus désignée (pl. 2 A) est comptée à partir de l'extrémité NW du massif, c'est-à-dire de la chaîne frontière cristalline aux abords du col de Pourriac jusqu'au vallon supérieur de Bramafan, au N de Saint-Dalmas-de-Valdeblorre, par où le synclinal de Sespoul - col de Vejas atteint la bordure du massif, ici déjà devenue S. Cette bordure occidentale est donc plus précisément le flanc, s'enfonçant en moyenne vers le SW, de l'anticlinal de mont Ténibres proprement dit. En raison

¹ En fait, vers l'E, j'ai pu récemment observer une jonction synclinale (cf. p. 203, note infrapaginale 2). Vers l'W, il existe aussi un autre synclinal, dirigé NE et contre lequel doit s'arrêter le synclinal de Tortissa, révélé par les structures (avec Trias impliqué) de la Côte de Morgon (Note ajoutée en cours d'impression).



ensemble, coupes des synclinaux].

Lignes de points : la légende, voir fig. 62.).

Remarques. — Les cartographies assez précises. Immédiatement au SW du col de l'altitude, une structure faillée mal dégagée du Quaternaire,

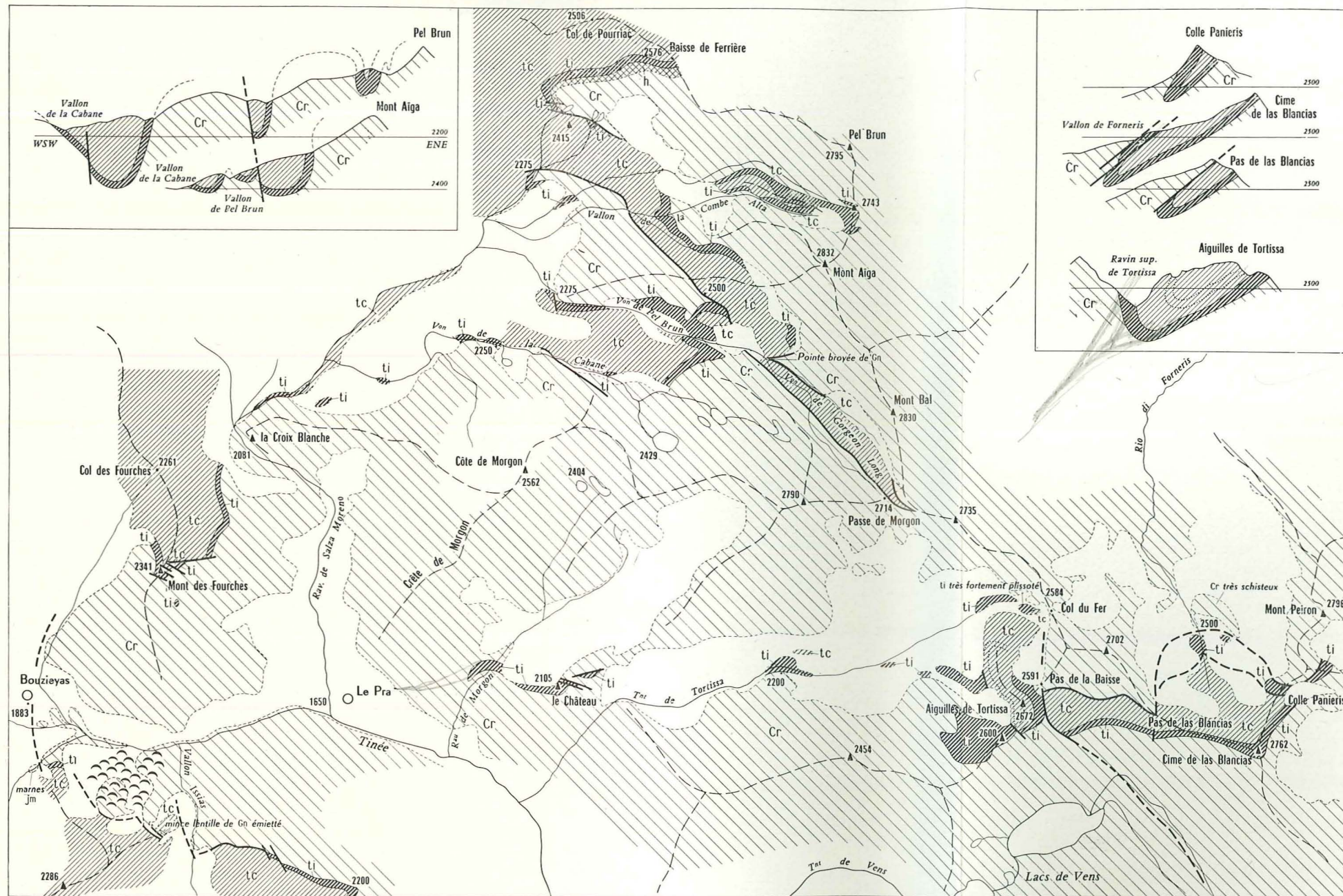


Fig. 66. — Extrémité NW des affleurements du massif de l'Argentera (arête faitière et versant français) [carte d'ensemble, coupes des synclinaux].

Lignes de points : directions de stratification. — h : Carbonifère douteux. — Figuré spécial pour un glissement en masse (pour le reste de la légende, voir fig. 62.).

Remarques. — Les crêtes de la Côte de Morgon portent un important placage de Trias qui n'a pas été représenté sur la figure faute d'une cartographie assez précise. Immédiatement au SW du col de Pourriac, l'arrondi de la bordure en extrémité W d'affleurements du socle résulte d'une erreur de dessin ; il y a ici, en réalité, une structure faillée mal dégagée du Quaternaire, insuffisamment observée pour être représentée.

des différences de style tectonique, sa description sera divisée en trois parties.

a. Au N, l'extrémité NW des reliefs du socle (fig. 66) laisse voir leur ennoyage périclinal sous la couverture au niveau d'altitude élevée observable (2.000 à 2.800 m), dans un secteur géographiquement circonscrit au cirque de Salza Maouréma.

Ce plongement axial du massif, qui doit être en moyenne assez rapide est compliqué de divers replis. Les synclinaux, bien définissables, de Trias dans le socle y montrent surtout deux plis orientés WNW à presque W, sur l'un desquels se greffe un pli NW : ces directions sont presque perpendiculaires au front local d'ennoyage, mais la direction principale tend au contraire à se placer parallèlement, comme en ce qui concerne le synclinal de Tortissa, à la direction moyenne de la bordure d'un grand secteur terminal N du massif ; le pli dirigé NW trahit sans doute, pour sa part, une influence directrice très générale qui va se retrouver largement plus au S.

La déformation a abouti à des structures tantôt et principalement souples (synclinal pincé de la Combe Alta, synclinal du versant N de la côte de Morgon), tantôt cassantes (fossé du vallon supérieur de Pel Brun, fossé et éperon anticlinal contigu au S du col de Pourriac), étroitement associées, mais les accidents cassants de quelque étendue sont tous déterminés par des failles de direction NW ou de direction voisine et en provenant par une petite déviation graduelle. Il s'agit essentiellement du fossé du vallon de Pel Brun et de son prolongement, par l'intermédiaire d'un demi-fossé (ou d'un synclinal ayant un flanc sous forme de faille), dans le fossé situé au S du col de Pourriac. Les failles sont subverticales ou directes et conformes là où on peut les vérifier. Les flancs souples des plis sont très souvent très redressés ou verticaux. A la jonction du fossé du vallon de Pel Brun avec le demi-fossé qui le prolonge au NW l'expansion du pli que représente ce dernier a lieu à partir d'une remarquable pointe aiguë de gneiss broyé, sorte d'éperon anticlinal cassant à allure d'étrave pincée dans les cargneules ; à noter que le fossé se ferme au SE, en pointe effilée vers 2.700 m d'altitude à la Passe de Morgon.

Il n'y a pas de signe de déversement des plis ; seuls deux chevauchements locaux du Cristallin sur le Trias inférieur ont été observés, l'un se faisant vers le S, l'autre vers le N.

b. Du mont des Fourches au vallon de Saint-Dalmas, la bordure, de direction presque méridienne, apparaît sur environ 5 km, entre 1.400 et 2.200 m d'altitude, d'un dessin quasi linéaire qui semble traduire la simplicité des linéaments tectoniques (fig. 66 et 67).

On y peut observer en effet le rôle très prédominant d'un système de failles approximativement directionnelles ou longitudinales, importantes. Dans l'ensemble, ces failles sont directes ou subverticales, conformes et épousent des directions sinueuses. Elles séparent des panneaux dont l'allure souvent basculée et gauchie apparaît bien dans la disposition de la couverture con-

servée de Trias inférieur. Les rejets verticaux des principales de ces failles semblent atteindre ou dépasser des valeurs de l'ordre de 300 m ; dans le vallon de l'Alpe, au S de Bouzieyas, le Cristallin vient ainsi au contact des marnes du Jurassique moyen. Bien que l'extension du Glaciaire dans la région de Bouzieyas y empêche toute vue des terrains sous-jacents, il semble que ce dernier accident puisse se prolonger largement au N, formant dans la

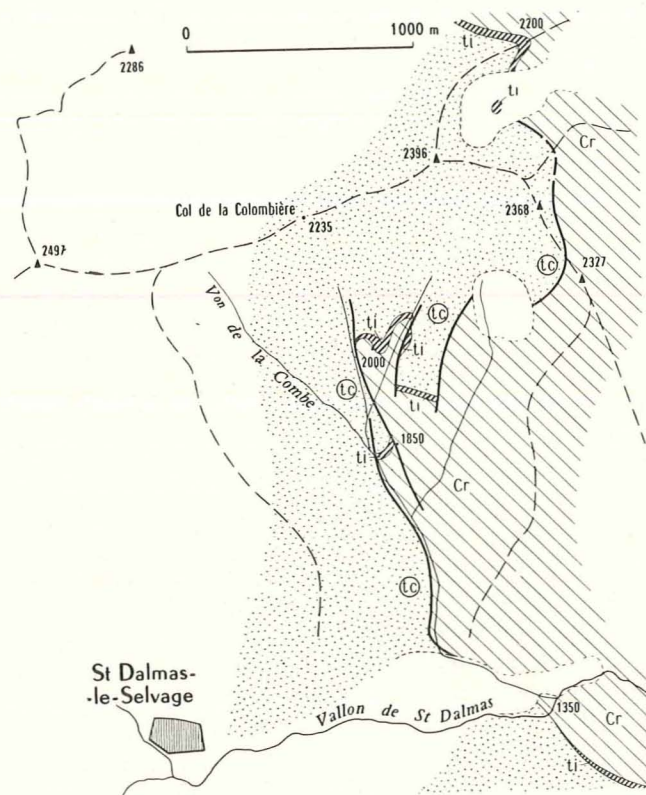


Fig. 67. — Failles de bordure au N du vallon de Saint-Dalmas (pour la légende, voir fig. 62).

couverture la faille cartographiée par A. Faure-Muret (1955) et passant au Camp des Fourches. Au S, les failles verticales ou directes, de pendage plus ou moins fort, forment un faisceau d'accidents assez recourbés, bien visible dans le vallon de la Combe ; un des panneaux intermédiaires qu'elles isolent est relevé, rompant ici l'allure de flanc de pli simplement monoclinale, en escalier abrupt (d'ailleurs très irrégulier et gauchi), que suggérerait l'ensemble.

Cette tectonique très cassante s'accompagne, en divers points, de laminages et de broyages énergiques. La nature mécanique des contacts entre

le Cristallin et les cargneules et calcaires triasiques de part et d'autre du vallon Issias, au N du col de la Colombière, est soulignée par la présence d'une mince lentille de Cristallin littéralement émiétée dans les cargneules de l'éperon rive gauche.

c. Sur le vaste secteur W et S restant, allant du vallon de Saint-Dalmas au haut vallon de Bramafan, au N de Saint-Dalmas-de Valdeblore, entre des niveaux d'altitude espacés (500 à 2.200 m), et observable transversalement sur plusieurs kilomètres, prédomine de beaucoup un régime de plis souples très accusés (pl. 2 A), la cime d'Anelle montrant une tectonique de transition avec le style faillé au N.

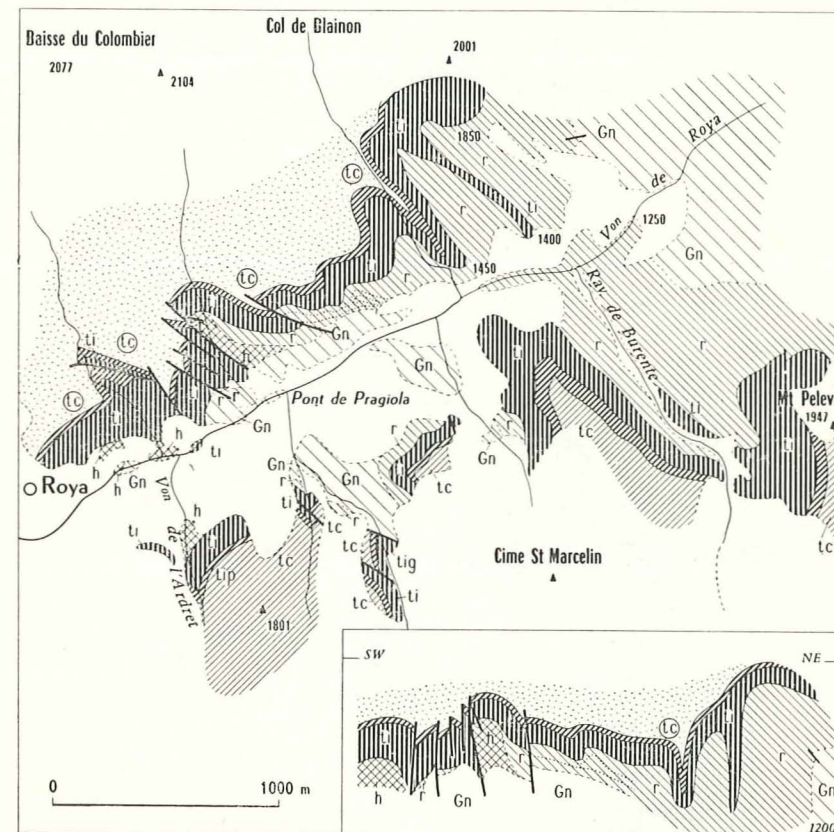


Fig. 68. — Les structures du socle et du Trias inférieur dans le vallon de la Roya (carte d'ensemble et coupe le long de la rive gauche).

Lignes de points : directions de stratification (pour le reste de la légende, voir fig. 62).

Les terrains comportent ici un Trias inférieur très régulièrement développé dans ses deux termes gréseux et pélitique, et particulièrement puissant dans

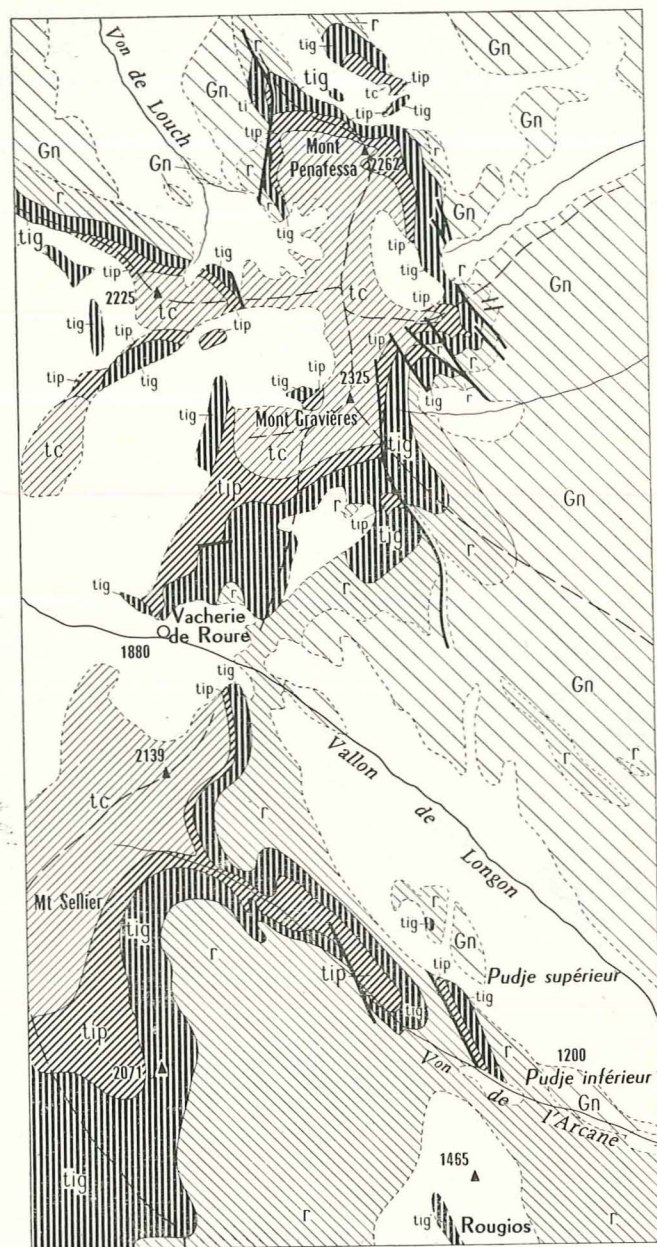


Fig. 69. — Région mont Gravières - Rougiols (échelle : 1/33.000 environ)
(pour la légende, voir fig. 62).

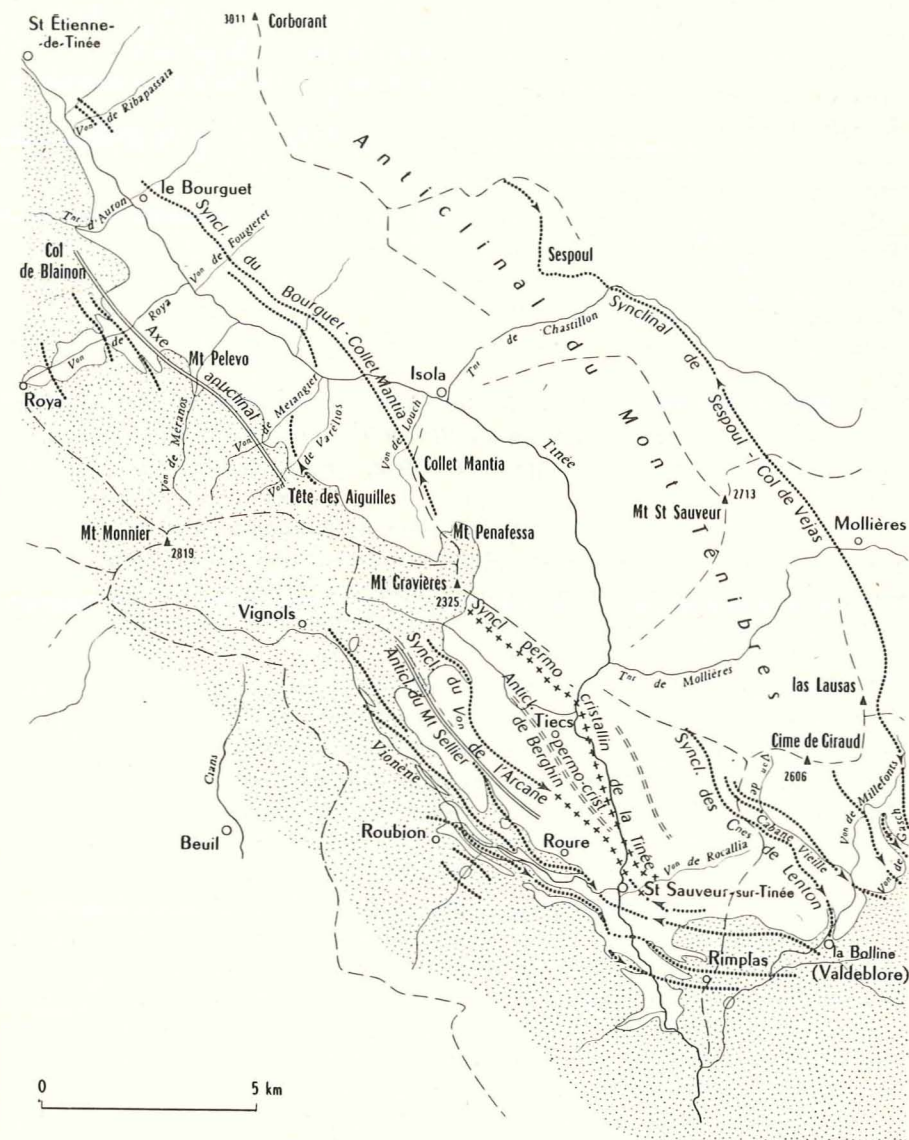


Fig. 70. — Parties centrale et S de l'anticlinal du mont Ténibres
et zone de plis de son flanc SW.

Pointillé : Trias et couverture postérieure. — Lignes de croix : charnières synclinales du contact Cristallin-Permien. — Doubles traits interrompus : charnières anticlinales au même niveau stratigraphique. — Lignes de points : charnières synclinales au sommet du socle antétriasique (les flèches indiquent le sens d'engorgement d'axe). — Doubles traits continus : charnières anticlinales au même niveau.

les vallons de Roya et de la Vionène. Le style tectonique ne change pas sensiblement, en ce qui concerne le modelé de la surface structurale du socle comme l'ensemble de la couche de Trias inférieur, selon que le Trias repose sur le Cristallin ou sur les diverses formations du Permien qui, apparu aux abords de Saint-Étienne-de-Tinée, devient rapidement épais en allant vers le S et vers l'extérieur du massif et est constitué, à l'W et au S de Saint-Sauveur, par sa puissante série pélique rouge supérieure.

Les plis souples définis à ce niveau stratigraphique sont cependant hachés de failles locales, longitudinales ou transversales, dont la densité peut devenir grande en certains points : les deux rives du vallon de Roya à hauteur du pont de Pragiola (fig. 68), crêtes sommitales du mont Gravières (fig. 69), deux cas dans lesquels il s'agit d'ailleurs de champs de failles surtout longitudinales.

Allongés, d'extension individuelle toutefois limitée et d'ailleurs variable, ces plis se relaient, formant un faisceau parallèle à la bordure principale W, c'est-à-dire selon une direction NW conforme à celle du grand axe du massif (fig. 70). Cette direction vient donc buter contre le front d'envoyage de la bordure S, entre le cours de la Tinée et le haut vallon de Bramafan. Les plis ne sont pas seulement affectés ici par le rapide abaissement de la surface générale du socle, mais ils montrent en même temps une nette convergence des éléments de leur faisceau dont la direction, presque W à Rimplas, tourne progressivement au NNW dans le vallon de Gasch.

La longueur observée d'un pli peut atteindre plusieurs kilomètres. On peut admettre en particulier, avec une continuité de l'ordre de 10 km, le prolongement, sur la rive droite de la Tinée, d'un synclinal de la rive gauche : apparaissant au Bourguet, ce synclinal montre, sur la rive gauche, du Trias dans le Cristallin, avec une disposition synclinale en général assez symétrique, montrant un cœur formé soit de pélites du sommet du Trias inférieur, soit de cargneules ; simplement déjeté au SW, dans le vallon de Douansse (avec contact Cristallin-Trias subvertical sur le flanc NE), il tend à se déverser et même à se coucher dans le secteur vallon de Fougieret - La Blache, tandis que le flanc NE se lamine localement. Ce pli est le plus développé aux affleurements, et le plus marqué dans l'ensemble des lambeaux synclinaux de Trias qui ont été observés dans le Cristallin de la rive gauche de la Tinée entre Saint-Étienne-de-Tinée et Isola et paraissent définir trois synclinaux parallèles. L. Bertrand (1897), P. Comte (1930), et A. Faure-Muret (1947 a) ont donné des descriptions de ces lambeaux. Un peu de Permien apparaît dans le socle dans le vallon de Fougieret et aux abords SE, soit formant des parties du flanc encaissant les synclinaux de Trias, soit un synclinal en apparence indépendant et peut-être anté-alpin (à travers le vallon de Fougieret au N de Cogne-Durand) ; dans son interprétation, A. Faure-Muret a assimilé ce Permien au Trias inférieur.

Le pli principal de la rive gauche de la Tinée se retrouve vraisemblablement sur la rive droite, au N du Collet Mantia (au S d'Isola), avec une

direction NNW (fig. 70) : une formation synclinale subverticale de Trias inférieur entre deux flancs de Permien dans le Cristallin émerge ici du Quaternaire du bas vallon de Louch, à 1.550 m d'altitude, et va manifestement se fermer dans les hautes pentes N du mont Penafessa où, dans les replis complexes faillés des crêtes sommitales du mont Gravières, la base du Trias en place se maintient vers 2.100 m.

Le synclinal du Bourguet - Collet Mantia, défini ci-dessus, montre des aspects manifestement pincés qui se retrouvent en maints autres synclinaux de cette bordure. Des pincements particulièrement énergiques affectent le Trias encaissé dans le Permien dans le synclinal du ravin de Burente et le synclinal immédiatement voisin au SW (fig. 68), dans le synclinal du vallon de l'Arcane (fig. 69), à Rimplas (fig. 71).

Le synclinal du ravin de Burente ne pourrait apparaître sur les cartes récentes (A. Faure-Muret, 1955 ; Carte géologique de la France au 50.000^e, feuille de Saint-Étienne-de-Tinée, 1954), presque tout le Permien y ayant été confondu avec le Trias inférieur dans l'ensemble de la vallée de la Tinée, au N du mont Gravières.

Les formes les plus pincées sont celles des calcaires et cargneules et des pélites dans les grès du Trias inférieur (Rimplas, synclinaux de la Vionène), mais parfois ces calcaires et cargneules recouvrent un synclinal très pincé de Trias inférieur en s'y engageant à peine (vallon de l'Arcane) ou sans y participer (synclinal de Burente). La base de Trias inférieur a visiblement résisté en général au pincement, conservant dans le fond du pli une forme coffrée. En suivant l'axe du pli, on peut alors observer en certains points l'aspect chaotique de la structure profonde du Trias, recoupée de failles transversales ou longitudinales qui limitent des panneaux plus ou moins décalés en direction et surtout selon la verticale, dans une tectonique de détail très cassante. Le synclinal du vallon de l'Arcane (fig. 69) comporte ainsi un puissant paquet monoclinale isolé de grès et pélites du Trias inférieur, fiché verticalement dans le Permien, en position oblique sur son axe et représentant un rapide abaissement d'axe d'au moins 150 m à partir de la charnière visible de l'affleurement principal. Le synclinal NE du faisceau de la Basse Vionène (qui touche au village de Roure) est débité par l'érosion à sa traversée de la vallée de la Tinée (fig. 71) en blocs caractéristiques isolés à divers niveaux. Plus au S (rive droite de la Tinée, entre le chemin de Saint-Sauveur à Abéliera et la rivière), la charnière en fond de bateau d'un pli, qui pourrait être la suite directe du synclinal axial de la Basse Vionène, se termine vers le bas par une lame de grès triasiques fichée obliquement dans les pélites permienues (fig. 71 et 72), dislocation à petite échelle d'un style particulier imprévu.

Parmi les diverses structures intéressant le Trias et son socle, mention spéciale sera faite ici du *synclinal des Cabanes de Lenton* (fig. 62 et 71), en particulier pour sa structure complexe de replis multiples avec brèches tectoniques, dont un groupe de replis obliques affectés d'une torsion et plus ou moins

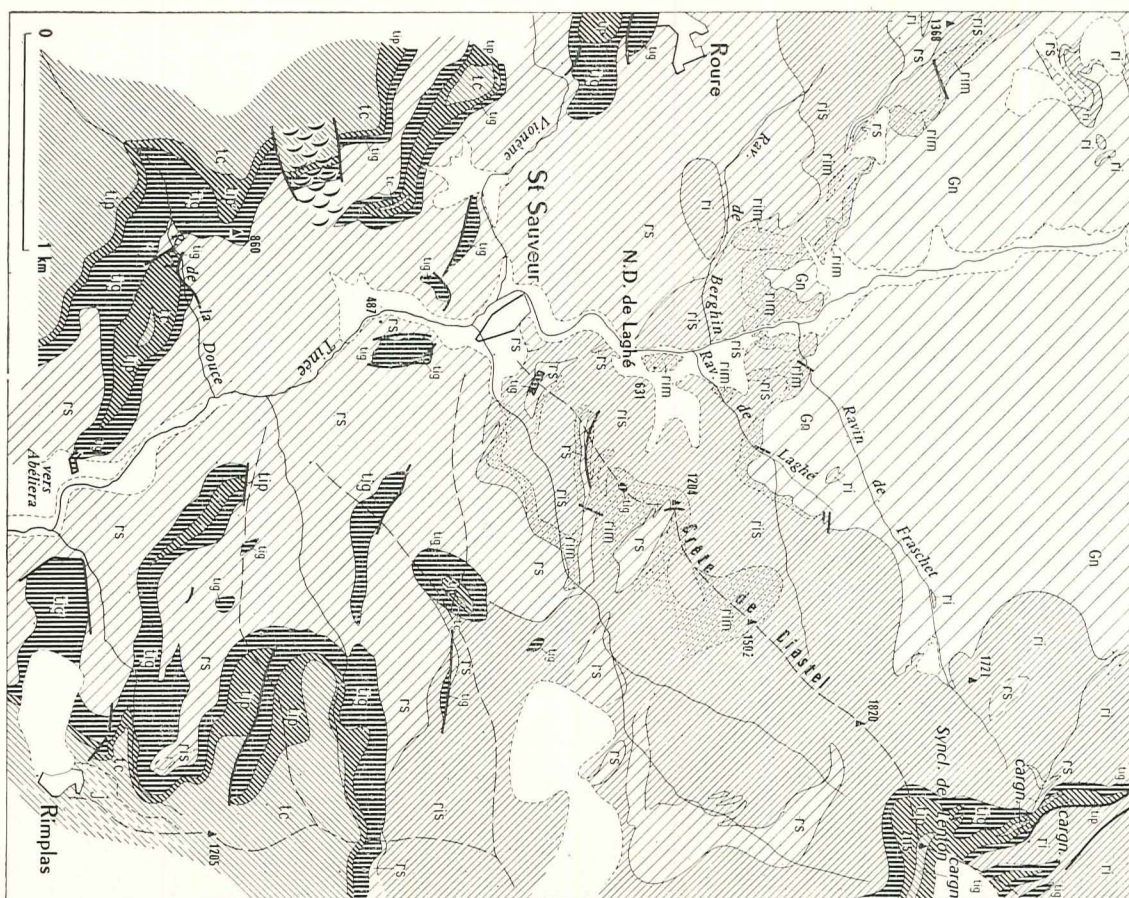


Fig. 71. — Environs de Saint-Sauveur-sur-Tinée.

ri : Permien inférieur ; rim : faciès massifs ; ris : faciès schisteux. — rs : Permien supérieur (pêlles rouges de la série de Saint-Sauveur - Barrot). — Figure spéciale pour un glissement en masse (pour le reste de la légende, voir fig. 62).

344

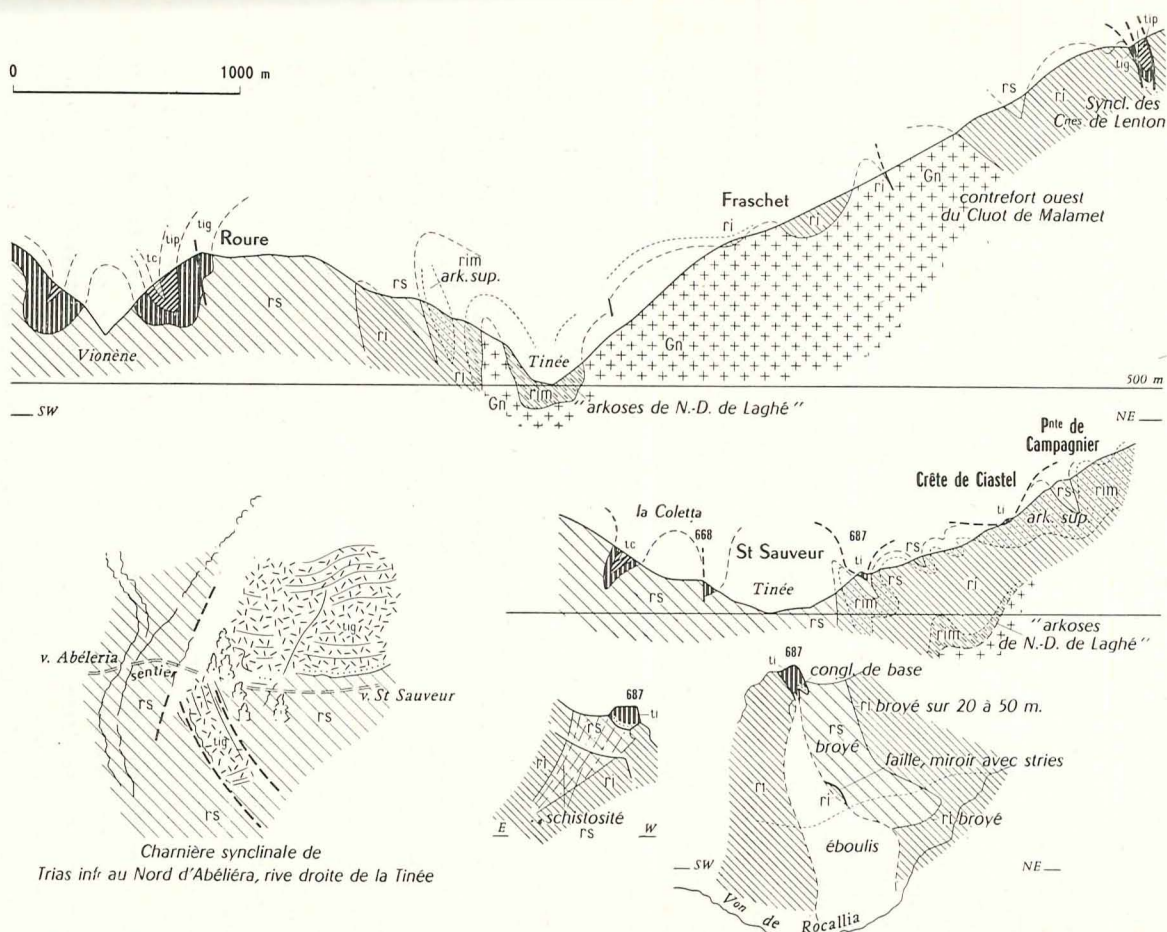


Fig. 72. — Coupes à travers les plis de la région de Saint-Sauveur-sur-Tinée, avec croquis de détail (pour la légende, voir fig. 62 et 71).

345

tranchés par la faille de bordure NE ; cette faille verticale en bas, à l'extrémité SE de l'accident et en d'autres points, fait plus ou moins chevaucher le Permien sur le Trias ailleurs. Le prolongement NW du synclinal, associé à d'autres replis pincés qui traversent la crête du Cluot de Malamet, en position topographique supérieure, forme un faisceau déversé au SW qui, convergeant vers le NW, semble se fermer en long biseau à la faveur du jeu de failles presque directionnelles, et elles-mêmes en partie chevauchantes. A la dernière, vers le N et l'E, de ces failles et au plus élevé des synclinaux correspond en direction le vallon de Cabane-Vieille, par lequel un synclinal légèrement divergent vers le SE par rapport au synclinal de Lenton doit sortir des affleurements du socle du massif à travers la partie inférieure du vallon de Gasch, sous les replis de Trias calcaire et de Jurassique du mont Raja (la position des divers affleurements de Trias inférieur en placages structuraux sur les pentes S de la cime de Giraud et de l'éperon entre les vallons de Millefont et de Gasch sont conformes à cette notion). Quant au synclinal de Lenton, il vient buter, à la base SE de ses affleurements, contre la bordure permienne qui forme, sur 100 à 150 m de hauteur, l'autre versant du vallon de Millefont ; cependant, les indices structuraux des affleurements de Permien et de Trias inférieur qui plongent sous le Quaternaire du vallon des divers côtés du village de la Bollène-Valdeblone conduisent à penser que le synclinal de Lenton subit dans l'extrême bas une torsion vers le S.

On a vu que les synclinaux de la rive gauche de la Tinée en amont d'Isola sont en partie déversés au SW, avec chevauchement du Cristallin sur le Trias, ainsi que les synclinaux des Cabanes de Lenton et voisins au NE, où le Permien chevauche plus ou moins le Trias. A ces déversements, avec chevauchement du socle sur sa couverture, il faut ajouter ceux affectant les trois synclinaux qui traversent le haut vallon de Gasch (deux synclinaux de Trias inférieur dans le Permien et le synclinal de Sespoul - col de Vejas), ainsi que les plis de Trias et de pélites rouges du Permien de la vallée de la Vionène. J'ai déjà admis plus haut qu'en ce qui concerne le synclinal de Sespoul - col de Vejas, dans le vallon de Gasch, le chevauchement doit être imputé à l'affaissement du versant. Un tel effet doit être responsable d'une grande partie au moins des déversements et chevauchements observés ici. Dans le cas des plis de la Vionène, le fait est tout particulièrement net (J. V., 1958). Dans le cas du pli du Bourguet, il ne m'a pas semblé affecté d'un déversement d'ensemble, comme l'indique A. Faure-Muret (1947 *a*, *ibid.*) ; le déversement visible dans la zone du Fougieret - La Blache a encore lieu en direction d'un flanc très incliné de roches de mauvaise tenue ; or, il existe ici une trace de déformation du versant beaucoup plus radicale encore : vers le bas du versant s'observe un éperon constitué de Cristallin, Permien, Trias inférieur et cargneules, superposés dans un empilement de trois plis couchés, véritable « collapse structure » représentant un glissement d'environ 300 m en différence de niveau.

La zone des plis de bordure tinéens du massif de l'Argentera permet de

nombreuses observations sur les *déformations inscrites dans la masse même du socle*, mais l'étude de ces données ne peut être abordée dans son ensemble dans le cadre de ce travail. Je me contenterai d'ajouter ici quelques remarques à celles antérieurement données (J. V., 1958), concernant surtout le Permien des environs de Saint-Sauveur.

Une tectonique de plis vigoureux apparaît au contact Cristallin-Permien entre Saint-Sauveur et le mont Gravières. Il s'agit d'un plissement souple, au sein duquel les failles restent des accidents locaux au rôle accessoire. Ce plissement a la même direction, en général, que celui manifesté au niveau du Trias inférieur. C'est ainsi que s'observe un synclinal pincé de Permien dans le Cristallin du versant SE du mont Gravières (fig. 69). Plus au S (fig. 71) se définissent un anticlinal aigu sur la rive droite de la Tinée et un anticlinal plus large, arrondi et accidenté de petits replis cassants, sur la rive gauche ; mais plus haut sur cette rive gauche (partie supérieure du ravin de Fraschet), un lambeau de la charnière d'un synclinal de Permien pincé dans le Cristallin et la remarquable pointe anticlinale acérée de Cristallin voisine sont de direction très différente : il est difficile, pour le moment du moins, d'établir s'il y a ici les traces d'un plissement anté-alpin, mais les déformations particulières qui affectent le synclinal de Trias de Lenton, au-dessus en direction (étranglement avec expulsion de la bordure de grès de base) amènent à donner ici un grand rôle aux effets du plissement disharmonique.

Cette disharmonie se lit parfaitement dans la masse du Permien de la rive gauche du vallon de Roya (à 2 km en aval du hameau de Roya). Les bancs du Permien (série locale de la Tinée) sont très apparents dans le paysage ; tandis que la partie inférieure de la formation ne montre en bloc aucun pli bien marqué, sa partie supérieure est engagée dans une vigoureuse inflexion anticlinale avec le Trias inférieur (fig. 68). Au-dessus de Saint-Sauveur, vers le bas de la crête de Ciastel, on observe une poche synclinale de pélites rouges permienes dans les arkoses rouge violacé, surmontées par un paquet de poudingues et grès du Trias (fig. 71 et 72) ; la notion résultante est ici encore celle d'un effet de disharmonie vigoureux qui a pincé les pélites et expulsé le Trias (on voit ici, dans la coupe de la crête de Ciastel, la présence de Trias inférieur également un peu plus haut ; ce Trias et deux niveaux d'arkoses permienes massives, claires, sont à considérer dans cette coupe à la place du seul niveau d'« Arkoses de Notre-Dame-de-Laghé », supposé par A. Faure-Muret, 1955) (fig. 72).

Enfin, on voit souvent le Permien sous-jacent chevaucher les pélites rouges et le Cristallin chevaucher le Permien, vers une direction allant de l'WSW au S. Ces chevauchements appellent une remarque importante : en raison de la très rapide diminution de la puissance des formations permienes en allant vers le NE (diminution de puissance originelle dans une zone bordière de bassin de sédimentation, diminution due ultérieurement à l'érosion antétriasique après des mouvements tectoniques permienes), les chevauchements représentent l'effet de bascule du plissement alpin sur des sur-

faces qui étaient déjà fortement relevées dans le même sens. Ils ne sont, à ce titre, qu'un cas particulier du mouvement de bascule au flanc de l'anticlinal alpin qui a également déversé vers le SW les séries du socle cristallin de la vallée de la Tinée, comme l'a indiqué A. Faure-Muret (1955).

Dans la vallée de la Tinée, des structures d'un ordre d'importance plus grand affectent le système des petits plis. On constate ainsi que les plis de la rive gauche de la Tinée, en amont d'Isola, appartiennent à une dépression synclinale d'ordre principal dans le cadre de la région envisagée, la surélévation anticlinale de même ordre, définie du côté extérieur du massif, au SW, étant axée sur le col de Blainon et le mont Pelevo (fig. 70). Dans la partie extrême S de la zone, la vallée de la Tinée est encore une vallée synclinale très bien définie par le plissement permo-cristallin, puis le net abaissement d'axe à son passage des plis du Trias qui viennent la traverser obliquement dans la région de Saint-Sauveur. Parmi ces plis, l'anticlinal du Sellier fait figure de pli d'ordre principal, qui prolonge ou relaie au SE celui du mont Pelevo. Il en résulte la notion, cependant assez confuse, d'un anticlinorium secondaire parallèle, au SW, à l'anticlinal du mont Ténibres. Mais on peut voir que, du mont Gravières à la Tête des Aiguilles, s'interpose un soulèvement plus élevé sur le trajet des dépressions synclinales intermédiaires, perturbant la simplicité du modelé de plis parallèles. Au SW du faisceau de plis de la Vionène, nouveau synclinal d'ordre principal du système de plis parallèles, apparaissent des éléments d'un autre anticlinorium du même ordre, plus externe et plus déprimé encore, comme cela a été déjà dit (J. V., 1958), et au-delà duquel se situe la zone mal définie de jonction du massif de l'Argentera avec le dôme de Barrot.

3. **La bordure monoclinale S.** — Sur la tectonique alpine de cette bordure, il n'y a eu jusqu'ici que la description de L. Bertrand (1897), présentant la bordure comme un éperon anticlinal puissant et bien marqué, axé sur la Vésubie moyenne et dont les deux flancs se décomposeraient en plis parallèles déversés vers l'extérieur.

En fait, dans les grandes lignes, la bordure S du massif de l'Argentera dans les vallées de la Vésubie et de la Roya (vallon de Cairo) peut tectoniquement se définir en totalité, entre 600 et 2.200 m d'altitude, comme *un grand versant monoclinal abrupt dont la simplicité n'est troublée que par deux indentations* synclinales transversales et deux changements de direction (pl. 2 A). En raison de cette simplicité structurale, je reprends ci-dessous les données d'une note récente (J. V., 1959 c), avec de petites additions seulement.

A l'W, le Baus de la Frema (fig. 73) montre, reposant sur le Permien, un Trias inférieur redressé en moyenne à environ 45°. Ces affleurements définissent le front d'ennoyage axial d'un éperon anticlinal séparant le synclinal du col de Vejas d'un autre synclinal beaucoup moins profond et que le Quaternaire, largement étalé entre la Trinité et Saint-Martin-Vésubie, empêche de

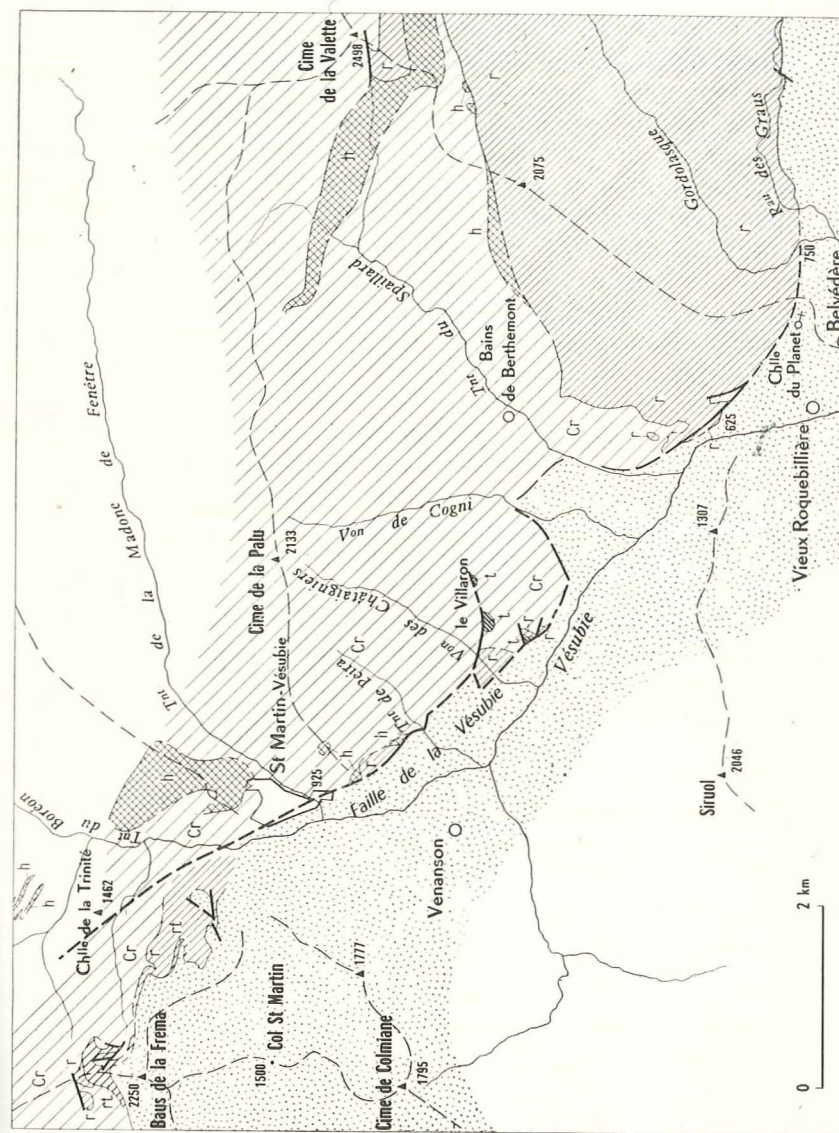


Fig. 73. — La bordure du massif de l'Argentera entre le col Saint-Martin et la vallée de la Gordolasque. — † : Trias (pour le reste de la légende, voir fig. 61).

mieux définir. Deux petits champs de failles locales très serrées, nettement circonscrits, l'un vers le haut, près du col même du Baus de la Frema, l'autre entre 1.300 et 1.500 m (passages de la route du col Saint-Martin), représentant des panneaux violemment rompus en dépit de la simplicité tectonique de l'ensemble.

De Saint-Martin-Vésubie aux approches de Roquebillière existe un système de failles parallèles directionnelles, soit dirigées NW (fig. 73). A la faille signalée par A. Faure-Muret (1955, esquisse géologique), dans la série jurassique et crétacée, doit être adjoint l'ensemble de cassures qu'on peut voir recouper le socle sur la rive gauche de la Vésubie. Le contact anormal en discordance tectonique des calcaires triasiques avec la « mollièresite » et le Cristallin, rive droite du torrent de Peira, est recoupé en talus par la petite route non terminée de Saint-Martin-Vésubie à Berthemont, point où il est souligné par une intercalation de quelques centimètres de schistes rouges émiétés, attribuables au Trias inférieur ou au Permien.

Cet ensemble peut être appelé *faille de la Vésubie*, accident vraisemblablement complexe, mais auquel on doit évidemment la disparition locale du Trias inférieur que A. Faure-Muret (1955) a attribuée à une lacune stratigraphique. Les cassures observées, subverticales ou à fort pendage normal, définissent une faille conforme.

Au NW de Saint-Martin-Vésubie, il est possible que, sous le Quaternaire, la trace de la faille du socle se retrouve dans la dépression morphologique qui passe à l'W de l'éperon de la Trinité, son prolongement au-delà restant plus hypothétique. La faille, de direction devenue ici NNW (tendant à se conformer à celle du synclinal du col de Vejas), participerait ainsi à la constitution du flanc E de l'indentation synclinale de la Trinité - Saint-Martin.

Des complications apparaissent en bordure NE de la faille de la Vésubie, à partir du vallon des Châtaigniers vers le S ; en relation avec des fractures de directions devenues W à WSW apparaissent des lambeaux d'érosion de Trias et de Permien, représentant des panneaux disloqués insérés en coins dans le Cristallin, avec laminages et broyages intenses (brèche tectonique de gneiss et Trias inférieur au Villaron) : le recoin de Berthemont-les-Bains, montrant des cargneules sous le Glaciaire dans le vallon de Cogni, doit correspondre encore à une indentation synclinale de style plus ou moins cassant.

Le Glaciaire peut cacher, au N de Belvédère, certaines complications (affleurement de Trias inférieur et Trias moyen en série renversée de la Chapelle du Planet, accident devant d'ailleurs ressortir à une tectonique de couverture), mais on assiste à l'amortissement terminal de la faille du socle de la Vésubie.

C'est ici, en tout cas, que la bordure du socle définit un « cap » très obtus, structure anticlinale atténuée concrétisant la notion qui reste du schéma de L. Bertrand relativement à la tectonique du socle. Ce « cap » est constitué, aux affleurements, d'un Permien apparu brusquement en formation très puissante, sur le Cristallin, depuis le méridien de l'ancien village de Roquebil-

lière (un éperon anticlinal de Cristallin beaucoup plus aigu se montrant, bien défini, sur ce méridien même).

A partir de l'éperon de Belvédère, qui est axé sur le « cap » anticlinal, en allant vers l'E, le Trias inférieur repose sur le Permien partout puissant jusqu'à l'extrémité E de la bordure S. A l'E du « cap » anticlinal, le contact d'abord très redressé dans le vallon des Graus diminue ensuite d'inclinaison et montre, dans le vallon de Cairos, un pendage moyen de l'ordre de 45°. Il est rompu par une série de failles obliques normales, conformes, à composante de décrochement horizontal parfois prédominante dont l'une, accompagnée de broyages, passe au col N de Raus (fig. 61). Des placages de Trias sur le Permien, sur le versant du vallon de Cairos (haut vallon de Mérim surtout), montrent que le grand flanc monoclinale est moins incliné vers le haut que dans la zone des basses pentes des vallons, et qu'il a une allure nettement ondulée ; cette surface ainsi « gaufrée » est rompue, très irrégulièrement, par quelques failles locales.

La tectonique des parties intérieures du socle de la bordure S ne donnera lieu ici qu'à deux remarques concernant le Permien de la zone orientale. L'aspect ondulé des surfaces structurales monoclinales est encore plus accusé dans le Permien de la série de Capeiroto que dans les affleurements de Trias. D'autre part, on voit le Cristallin chevaucher le Permien de la série du Bego — et sous-jacent — (dans l'ensemble du versant rive gauche du vallon de Spaillard) et la série du Bego chevaucher à son tour la série de Capeiroto (à l'E de la Gordolasque), nouveaux exemples particulièrement caractéristiques de déversements dus au seul effet de reprise d'une structure par une tectonique ultérieure.

4. Le front d'ennoyage axial SE et ses éléments d'enveloppe anticlinale concentrique. — Les éléments apportés jusqu'ici par les divers chercheurs sur la tectonique de ce secteur de bordure du socle du massif de l'Argentera, bien que partiels contiennent déjà des notions instructives. A L. Baldacci et S. Franchi (1900) on doit les premières données sur l'existence d'un substratum cristallin à profondeur relativement faible sous le col de Tende ; mais il faut venir aux travaux récents pour obtenir les précisions intéressantes. A. Faure-Muret et P. Fallot (1954, 1957), A. Faure-Muret, P. Fallot et E. Bollelli (1956) ont défini, dans la partie N, un synclinal du col de Sabbione et le chevauchement au SW de l'anticlinal de la cime de l'Abisso. P. Fallot et M. Lanteaume (1955, 1956) ont décrit l'ennoyage du substratum permocristallin de l'Abisso au N et à l'E sous sa couverture, et précisé l'allure d'anticlinal écaillé (d'ailleurs peu saillant) du Cristallin du substratum du col de Tende, recoupé par le tunnel ferroviaire ; plus au S, ils ont décelé l'existence du brachyanticlinal situé à l'W de Tende et signalé le déversement de plis de la bordure rive gauche de la Roya. Il sera repris ci-dessous les données d'une note récente (J. V., 1959 c) complétées et développées.

Le front SE d'ennoyage axial du socle du massif de l'Argentera étend ses

affleurements, selon une direction d'ensemble à peu près méridienne, du vallon de Cairos et du village de Fontan, au S, jusqu'à la base des pentes S du col de Tende et au petit massif de la roche de l'Abisso (pl. 2 A). Au contraire de ce qui a lieu à l'extrémité NW du massif, la surface d'ennoyage y affleure jusqu'à basse altitude : base du Trias à 400 m à Fontan, 900 m au Sud de Viève, 1.200 m environ dans le pointement anticlinal isolé à la base S du col de Tende. Cette ligne épouse, en gros, les formes d'un bombement péri-clinal assez marqué et régulier.

Mais à des niveaux plus élevés, en arrière de ce front de base, des inégalités importantes s'observent, ce qui amène à considérer dans l'ensemble trois aires anticlinales distinctes. D'autre part, on a vu que dans la région S, par le vallon de la Minière et la vallée de la Béonia, vient aboutir, jusqu'à la limite E des affleurements, un long synclinal intérieur de Lausfer-Minière.

Au N de cet accident, et à l'W, le brachyanticlinal de l'Argentera, sur les parties hautes voisines duquel le Trias se voit encore à 2.850 m au mont Bego, présente, à partir de ces niveaux élevés, un grand flanc oriental régulier dans l'ensemble et d'inclinaison modérée, assez bien observable au niveau de la base du Trias, entre les vallons de la Minière et de Fontanalba, et au mont Paracuerite. Au NE et au N de ce dernier, la bordure de Trias inférieur montre, le long du torrent de la Valmasque, un plongement plus accentué dirigé au NE, au flanc SE du synclinal qui prolonge le synclinal intérieur du Veij del Bouc. Au N de ce dernier (col et vallon de Sabbione), on voit que la base du flanc du brachyanticlinal est décalée vers l'W, ce qui correspond avec évidence ici à la présence d'un flanc beaucoup plus abrupt. Je ne tenterai pas de décrire cette dernière zone, qui semble encore insuffisamment étudiée, et peut être considérée comme un secteur particulier faisant déjà partie de la bordure interne, NE du massif de l'Argentera ; A. Faure-Muret, P. Fallot et E. Bollelli (1956) en ont donné une description succincte.

Ce grand flanc supérieur d'ennoyage de la bordure est délimité à sa base par une série de synclinaux qui, on va le voir, sont encore des structures intérieures au massif (fig. 64).

Au synclinal de la Minière, peu déprimé au S, se soude une dépression synclinale caractéristique, à allure probable de bassin élargi au S, et formant probablement une véritable cuvette brachysynclinale, ombilic plat, où la base du Trias, inobservable, doit s'abaisser au moins à 1.550 m environ, d'après la position des lambeaux de Trias calcaire sur la rive gauche du vallon de la Minière. Ces derniers situent le côté bas d'une « faille du vallon de la Minière », accident peu directement visible, mais imposé par la cartographie. En fait, le synclinal de la Minière se déverse latéralement dans la cuvette, ou plus exactement il faut considérer un *synclinal de la Minière supérieur occidental* venant se greffer sous un léger angle à un *synclinal de la Minière oriental inférieur* dans la cuvette même, comme l'indique la disposition de la soudure du synclinal inférieur de la Minière avec la cuvette.

Cette cuvette de Vallauria axe en effet sur le synclinal inférieur de la Minière

l'intersection des deux failles dans l'angle rentrant desquelles elle se définit, avec un aspect de « graben ». La faille du vallon de la Minière rencontre ici la « faille de Vallauria », qui lui est presque perpendiculaire. Cette deuxième faille s'observe très bien dans le versant rive gauche du vallon de la Minière, où elle a déterminé un ravin qui se jette à l'aval de la prise d'eau de l'usine des Mesce. Elle montre, sur 200 m de dénivellation le long du versant, le contact anormal des calcaires dolomitiques de la couverture de Trias moyen, occupant la cuvette à l'W, avec un ensemble plissé constitué par le socle permien encaissant le synclinal pincé, plus ou moins déversé, de Trias inférieur à cœur de cargneules qui représente le synclinal inférieur de la Minière ; le synclinal est recoupé obliquement par la faille. Au-dessous de la couverture calcaire de la cuvette, un petit lambeau de pélites du Trias inférieur de son substratum vient s'appliquer contre la faille sous un très fort pendage (70°) conforme ; ainsi le gauchissement de la masse rocheuse n'a pas été seulement cassant ; d'autre part, le pendage accusé (de l'ordre de 40 à 45°) des calcaires et sa direction sont eux-mêmes conformes à la notion résultant de l'observation des structures de l'autre côté de la faille : la surface du socle doit s'élever rapidement vers la faille sur son côté bas, en arrière de la surface d'érosion, et la cassure, recoupant obliquement un flanc de pli de forte inclinaison, ne doit pas avoir plus de quelques dizaines de mètres de rejet vertical. Elle présente d'ailleurs une forte composante de décrochement horizontal révélée par les stries, inclinées seulement à 20°, d'un beau miroir visible à l'éponte permienne.

On notera accessoirement que c'est dans cette région, dans le socle, au contact du Cristallin et du Permien, que se trouve l'important gîte de blende et galène de Vallauria.

A l'opposé, la cuvette de Vallauria trouve une issue vers le NE sous forme d'un prolongement synclinal rétréci, décrivant une courbe contournant le renflement secondaire formé par la cime de Paracuerite ; le niveau de la base du Trias dans ce « détroit » synclinal ne peut se trouver au-dessous de 1.700 m mais on ne peut dire, dans les conditions actuelles de l'observation, s'il s'agit d'un seuil plat ou au contraire d'une structure plus ou moins pincée et profonde, dans le style du synclinal du Veij del Bouc prolongé voisin.

Il doit y avoir raccord graduel des bordures occidentales entre la cuvette de Vallauria et le *synclinal du Veij del Bouc prolongé* autour de l'éperon de Paracuerite qui forme, en définitive, la pointe extrême orientale du brachyanticlinal de l'Argentera et d'ailleurs à peu de chose près, dans la direction même de l'alignement des points culminants orographiques (pl. 2 A).

Au N, le synclinal du Veij del Bouc prolongé, puis le *synclinal du col de Sabbione* complètent l'enceinte synclinale du brachyanticlinal jusqu'à la bordure NE du massif (A. Faure-Muret, P. Fallot et E. Bollelli, 1956). J'indique que les observations que j'ai pu faire dans la région du col de Sabbione (fig. 65) me conduisent à une petite divergence d'interprétation avec A. Faure-Muret et P. Fallot (1954, *ibid.*) ; à mon avis, le synclinal du

Veij del Bouc se prolonge en passant au N et à l'E de la cime de la Garde. Les rapports des détails de structure de ce synclinal avec celui du col, au niveau stratigraphique des cagneules inférieures et du Trias inférieur, sont masqués en partie par du Glaciaire, mais la présence même des deux synclinaux opérant leur jonction au S du col, ne peut faire de doute.

Au S, l'angle SE du massif de l'Argentera comporte un large *éperon anticlinal de la Nauca-cime de Corne de Bouc*, que flanque au N le *brachyanticlinal du mont Agnellino* (fig. 64).

Sur l'éperon S, la base du Trias culmine à l'W à 2.350 m juste avant l'inflexion synclinale transversale du Pas de la Colle Rousse, à travers laquelle, vers 2.200 m peut-être, se fait la jonction avec la partie principale de l'anticlinal du Pépouri - cime du Diable. Au mont Agnellino, la base du Trias culmine à au moins 2.050 m (sommet de structure tectonique démantelé par l'érosion). Les flancs de ces anticlinaux s'enfoncent rapidement vers l'extérieur du massif, au moins jusqu'au niveau de la Roya.

Entre les deux anticlinaux se définit le synclinal inférieur du vallon de la Minière, décrit plus haut avec l'étude des synclinaux intérieurs. On a vu que son amplitude est faible, ce qui fait que les deux anticlinaux de part et d'autre restent assez fortement soudés. Il en résulte une solidarité tectonique manifestée dans un jeu commun de failles. En effet, dans les parties hautes intérieures des anticlinaux, deux failles se correspondent de part et d'autre du synclinal intermédiaire ; au S, la « faille de la Nauca », bien visible avec 200 m de rejet, doit s'amortir par flexure vers le S, contre la charnière de l'anticlinal S ; au N, la « faille du vallon de Casterino » n'apparaît pas aux affleurements, mais apparaît dans des aspects cartographiques et morphologiques ; elle traverse le brachyanticlinal N. L'ensemble des deux failles forme un gradin abaissant les structures du côté de l'angle rentrant dessiné par leurs directions, angle d'environ 120°, dans une disposition conforme à celle des failles de vallon de la Minière et de Vallauria. Mais une autre faille, au NE, de rejet opposé, vient délimiter au NE un petit « horst » sommital grossièrement triangulaire, de direction d'allongement NW, de mont Agnellino ; ce horst n'est défini d'ailleurs que sur une coupe transversale au système des deux failles. Il n'existe pas moins, dans cette zone d'enveloppe du plissement autour de la cuvette de Vallauria, une tectonique non typiquement cassante, car les couches de terrains, loin d'apparaître tabulaires, restent toujours largement déformées par gauchissement et plissement, mais franchement cassante dans certains de ses aspects.

Dans son ensemble, le brachyanticlinal du mont Agnellino présente une forme irrégulière ; son aire prend, au niveau d'altitude de 1.700 m. où ses limites peuvent se suivre le plus complètement, l'allure d'un trapèze inégal aux deux extrémités NW et NE plus ou moins pincées, avec une direction de plus grand allongement diagonal ENE, c'est-à-dire quasi perpendiculaire à celle de son horst sommital.

De multiples replis secondaires accidentent les flancs des plis majeurs,

surtout à la retombée orientale, sur la Roya. Sur le front d'ennoyage axial de l'éperon de la Nauca, on voit essentiellement des ondulations assez douces et régulières en faisceau subparallèle de même direction, ici ESE, que le pli principal ; des ondulations transversales, en général plus faibles, se superposent aux premières, et quelques failles locales résultent de cette interférence ou délimitent des zones de plissement différent. De petits replis, d'allure particulièrement vigoureuse, intéressant le Permien et le Trias inférieur, se voient localement vers le N, sur la rive gauche de la Roya entre Tende et Viève (base de l'éperon NE du brachyanticlinal du mont Agnellino).

Un dernier trait caractérisera la tectonique alpine définie dans le plissement au sommet du socle antétriasique. Des déversements et chevauchements locaux (vers le SSW) affectent, on l'a vu, le synclinal inférieur de la Minière et celui qui le flanque au N aux environs de Saint-Dalmas-de-Tende (Tabanette, côte des Spègues, soubassement W de la cime de Boseille). Les petits chevauchements qui affectent l'affleurement synclinal de Trias de Vallauria se produisent dans un versant escarpé dont le déversement sous l'effet de la gravité a dû avoir une action très importante, mais ceux qui se trouvent près de la bordure orientale ne peuvent pas ne pas être des accidents proprement tectoniques.

Le socle antétriasique de la région de la Nauca-Agnellino mérite une mention spéciale ; le Permien y est en effet d'épaisseur extrêmement variable, très puissant au S et au SE, laissant apparaître le Cristallin (anatexites) en boutonnières d'érosion sous quelques dizaines de mètres de Permien dans les vallons de la Minière et de Casterino, et disparaissant brusquement entre gneiss et Trias, dans les ravins à l'W de Tende et le vallon de la Consciente (à l'E du mont Agnellino) jusqu'à la Roya. D'autre part, ce Permien en situation apparente de bord raide de fosse de sédimentation, aux formations très lenticulaires, avec ses intercalations de schistes verts, a été nécessairement favorable à des effets généralisés de plissement disharmonique. La tectonique alpine de ce socle est, en conséquence, très difficile à interpréter ; le plissement alpin, d'amplitude en définitive modérée dans ses manifestations observées au sommet du socle, a dû perdre rapidement son caractère en profondeur à la faveur du défaut de parallélisme originel des couches de terrain et de la disharmonie.

Au N du front d'ennoyage SE du massif de l'Argentera, la cime de l'Abisso (2.759 m), constituée de Permien sur du Cristallin, fait figure de véritable borne angulaire qui termine, à cette extrémité du grand axe du massif, la ligne des culminations orographiques.

Il s'agit aussi d'une unité tectonique bien délimitée, selon moi, dans un *anticlinal de l'Abisso*, et je ne pense pas que l'on puisse le rattacher structuralement à l'W, par-dessus le col et le vallon de Sabbione, dans un chevauchement unique avec le socle de la Rocca dell'Asino (cf. A. Faure-Muret et P. Fallot 1957, *ibid.*). Mes observations sur l'anticlinal de l'Abisso lui-même

et ses abords, notamment dans le val del Sabbione, étant cependant incomplètes, je n'en parlerai ici que sommairement.

Le chevauchement au SW de sa masse de Cristallin et de Permien sur les cargneules et calcaires du Trias vers l'W (col de Sabbione), avec un lambeau de Trias inférieur visible au contact au SSE de la cime de Sabbione, puis sur toute la série de couverture (voir A. Faure-Muret et P. Fallot, *ibid.*), n'en a pas moins une signification tectonique importante. Au col de Sabbione et aux abords, la nature de flanc de pli anticlinal originel de la faille de chevauchement apparaît, dans la présence d'un flanc inverse de Permien entre le Cristallin et le Trias (fig. 65).

Il est très probable que le pointement du socle observé, à l'E de la cime de l'Abisso, à la base du versant S du col de Tende, dans le fond de la vallée de la Roya (pl. 2 A ; fig. 64) et dans le tunnel ferroviaire, représente une partie (ayant pu être écaillée pour son compte) du pli de l'Abisso dont elle précise de ce côté la valeur modérée d'ennoyage jusqu'à ce niveau.

Entre le flanc N du pli du mont Agnellino qui s'adoucit vers le bas (sur les deux rives de la Roya au S de Viève) et l'anticlinal de l'Abisso se situe une zone synclinale assez large. On peut la considérer comme peu profonde (voir A. Faure-Muret et P. Fallot, *ibid.*), mais il y a ici néanmoins un hiatus entre les soulèvements S et N extérieurs de la bordure. Ce hiatus n'empêche pas de considérer qu'en vertu de leur homologie de situation, le groupe des anticlinaux S Nauca - Agnellino et l'anticlinal de l'Abisso dessinent, autour de l'extrémité du brachyanticlinal de l'Argentera, des éléments importants d'une enveloppe anticlinale concentrique (pl. 2 B).

5. La bordure NE. — La tectonique de la bordure NE du massif cristallin n'est envisagée, dans les travaux de S. Franchi (1907), A. Faure-Muret et G. Suter (1949) et R. Malaroda (1957), que dans ses rapports avec la couverture.

Selon A. Faure-Muret et G. Suter, sur toute la bordure NE, de Ponteb Bernardo au SE d'Entraque, la surface du socle cristallin apparaît redressée à la verticale avec sa couverture sédimentaire, celle-ci ayant été préalablement décollée au niveau du Trias dont ne s'observent les grès de base qu'en débris laminés vers l'extrémité NW.

Sur la série sédimentaire de base, parautochtone, et jusque sur le Cristallin vient reposer un ensemble plus interne, charrié, débité en écaillés.

Entre Stura et Gesso, R. Malaroda précise ces relations. Les coupes interprétatives qu'il donne montrent de plus un Cristallin chevauchant, en position cependant encore très redressée, sa couverture autochtone décollée n'ayant subi qu'un modeste déplacement par rapport à lui.

Cette couverture débute par un Trias calcaire sans grès de base et se termine par des grès oligocènes du type Annot. Affleurant sur une bande de 4 à 5 km de large, elle forme le premier terme tectonique (« complexe I ») d'un ensemble dont les deuxième et troisième termes, sur 2 à 4 km de lar-

geur, correspondent à la nappe de l'Embrunais - Ubaye *l. s.*, et le quatrième et dernier, dont les terrains disparaissent eux-mêmes au bout de 4 km sous le Quaternaire de la plaine du Pô, à la nappe du Grand Saint-Bernard.

De plus, le Cristallin de la bordure du massif de l'Argentera forme des écaillés qui affleurent en position basse dans la vallée de la Stura, près de Demonte. Les coupes de R. Malaroda montrent aussi ces écaillés non verticales, mais plus ou moins déversées vers l'E ou le NE, conformément au chevauchement de la bordure cristalline non écaillée.

En définitive, sur la tectonique du socle du massif de l'Argentera sur ce côté interne, les données sont très pauvres¹. On doit admettre que cette tectonique comporte de puissantes interactions avec une tectonique de couverture complexe, où le rôle des chevauchements et des charriages d'éléments orientaux est important, mais d'autre part on observerait une bordure cristalline très redressée, nullement couchée vers l'W ou le SW sous l'effet de de poussées provenant d'une couverture interne, mais venant au contraire chevaucher elle-même la couverture. On note que ceci s'observe à des niveaux topographiques relativement bas.

B. — Données résumées sur le dôme de Barrot.

L. Bertrand (1897) puis P. Bordet (1950) ont décrit le dôme de Barrot en insistant surtout sur les plis de couverture de son auréole de terrains secondaires. Abordant les problèmes propres au socle permien, R. D. Schuiling (1956 ; cf. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, 1956) s'est cantonné au sujet étroitement spécialisé des diaclasses, dont l'étude lui a démontré que, pour la création de ces accidents, la surface du dôme permien avait dû être soumise à des tensions.

Ma propre étude du dôme de Barrot (J. V., 1958) a été consacrée à une analyse détaillée des aspects tectoniques locaux, d'ensemble et généraux observés aux divers niveaux du socle tectonique (Trias inférieur, surface structurale du dôme permien et masse du Permien). Le lecteur s'y reportera pour tous détails d'exposition aussi bien que pour les questions générales abordées qui ne sont pas reconsidérées dans le présent ouvrage.

¹ Les résultats des recherches récentes de C. Sturani (« Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del massiccio dell'Argentera », Padova, 1962. — « La couverture de l'Argentera-Mercantour dans le secteur compris entre les Barricate et Vinadio », *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 1964) et les miennes à la suite précisent beaucoup nos connaissances sur le secteur le plus au N.

La bordure est ici redressée, mais rarement à l'extrême, non laminée, seulement rompue par quelques failles selon une direction NW, principale, et une direction transversale. Une faille NW de grand rejet, la faille de Bersezio, forme, le long de la vallée de la Stura, la limite entre une bordure N et une longue bordure NE ; par le Rio Costis, cette faille ne peut être qu'en rapport étroit avec la région synclinale de Sespoul - col de Sainte-Anne. Parmi d'autres structures, on notera encore : le « coin listrique » de Molino Vecchio (C. Sturani) et l'accident homologue trouvé de l'autre côté de la faille de Bersezio (J. V.), mais avec un décrochement de 3 km (*Note ajoutée en cours d'impression*).

Le dôme permien de Barrot est un brachyanticlinal assez allongé (une fois et demie plus long que large à la cote 1.200 m, deux fois à la cote 1.500) selon un axe WNW (pl. 2 B). Il est très dissymétrique, déjeté dans l'ensemble vers une bordure SE à E abrupte. On note l'accroissement de l'inclinaison du flanc du dôme vers le bas dans les diverses directions géographiques observables. Cette disposition est cependant plus floue, plus hésitante du côté NE où un long glacis en pente douce annonce la soudure du dôme avec le massif de l'Argentera, tandis qu'à l'W (système de la faille de Canté) et au SW (failles de la Roudoule), elle s'accuse brusquement à de bas niveaux en escaliers inégaux d'accidents cassants, étendus ; au SE et à l'E, la bordure la plus abrupte est une flexure rompue dans le bas en grande faille d'étirement du flanc du pli (faille de Girent, d'amplitude du même ordre de grandeur que le soulèvement du dôme, à rejet probable d'un millier de mètres).

Le dôme de Barrot est haché de failles locales de rejet réduit (quelques dizaines de centimètres à quelques dizaines de mètres) ; elles concourent toutes à l'architecture du soulèvement et sont étroitement liées aux mouvements de bascule, parfois aux gauchissements, des panneaux qu'elles délimitent, dans la constitution du grand « pli cassant » qui définit l'ensemble. Quelques plis souples s'ébauchent en divers points : petits anticlinaux assez complets à de bas niveaux d'altitude à l'W, amples flexures au S.

La jonction du dôme de Barrot avec le massif de l'Argentera se produit d'une manière inconnue ; on ne peut préjuger, en particulier, de quelle manière s'établit le raccord entre la zone de plis souples, déliés et serrés, parallèles de la Vionène, et celle du large anticlinal cassant. Le « col structural » est à situer vraisemblablement aux abords du village de Beuil ; une zone en plateau formé par le socle permien et situé au-dessus de 1.000 m d'altitude (ondulé ou non) pourrait souder assez étroitement, entre le Cians et la Vionène, le dôme de Barrot au massif de l'Argentera, mais l'abaissement d'axe maximum pourrait aussi se produire à la faveur d'un synclinal pincé.

IV. — Aspects tectoniques généraux de l'intumescence Argentera-Barrot.

L'intumescence du socle Argentera-Barrot (pl. 2 B), axée en moyenne WNW, est essentiellement définie, aux affleurements, soit à un niveau d'altitude assez variable selon les régions des bordures envisagées (de 500 m environ à la bordure S, à plus de 2.000 m à l'extrémité N) par les deux soulèvements de bases ovales constitués par chacun des deux massifs précités distincts.

Il faut adjoindre à l'ensemble le système des « écailles listriques » de Demonte qui se situent comme une réplique du dôme de Barrot, en position de symétrie oblique par rapport au massif de l'Argentera. Mais le système

des écailles de Demonte, qui affleure sur quelques kilomètres de longueur seulement, à des niveaux divers entre 800 et 1.800 m d'altitude environ, et est quasi accolé au massif de l'Argentera, ne peut équilibrer le dôme de Barrot dans la symétrie esquissée. Quant au dôme de Barrot, ses dimensions tant verticales qu'horizontales sont encore bien réduites, et le soulèvement d'ensemble est donc très dissymétrique.

Si on laisse de côté les écailles de Demonte, qui paraissent tenir une place spéciale, un gros brachyanticlinal culminant (brachyanticlinal de l'Argentera), en ovale allongé selon une direction NW et que termine au NW une pointe effilée, forme l'élément NE de l'ensemble, du côté interne alpin. Il paraît très massif, un seul synclinal l'entaillant assez profondément au SE, ne le pénétrant peut-être qu'en partie sans le traverser (synclinal du Veij del Bouc).

Une première enveloppe anticlinale est séparée du brachyanticlinal culminant sur ses côtés SW et S par une longue dépression synclinale (synclinal de Lausfer - col de Salèses - La Minière). Ce bourrelet anticlinal, mince et allongé, est certainement peu saillant (anticlinal du Pépouri - cime du Diable). Il se recourbe pour encapuchonner l'extrémité SE du brachyanticlinal, mais la constitution de cet arc terminal est imparfaite : des dépressions synclinales transversales la morcellent en petits brachyanticlinaux plus ou moins profondément et largement séparés (éperon anticlinal de la Corne de Bouc, mont Agnellino et Abisso isolé au N). Le bord S, extérieur, de l'enveloppe anticlinale constitue une partie importante d'une bordure externe alpine méridionale de l'ensemble du soulèvement Argentera - Barrot ; il est, çà et là, lui-même échancré d'indentations synclinales transversales à allure de baies sans profondeur (Saint-Martin-Vésubie, Berthemont) et définit une éperon anticlinal de disposition encore transversale et très obtus (« cap » de Belvédère). Cette première enveloppe anticlinale se termine à son extrémité NW comme le brachyanticlinal mais contre le flanc de ce dernier, en pointe effilée (dans le vallon de Chastillon).

Une deuxième enveloppe anticlinale située en position plus extérieure constitue l'élément N extrême de l'ensemble du soulèvement. Elle est séparée de la partie NW, qu'elle flanque à l'W, de la première enveloppe, par un rameau synclinal étroit détaché de la longue dépression synclinale indiquée plus haut (synclinal de Sespoul - col de Vejas). S'enfonçant brusquement selon son axe aussitôt au S, où ce front d'ennoyage axial vient participer à la bordure externe méridionale, la deuxième enveloppe anticlinale est un pli rectiligne plus massif et plus puissant que la première. Sa terminaison axiale NW doit être, comme celle SE, rapide. Ce pli constitue le deuxième soulèvement culminant de l'ensemble (anticlinal du mont Ténibres). Sur son côté NE, après avoir longé les derniers reliefs de la première enveloppe, il vient relayer celle-ci contre l'extrémité effilée NW du brachyanticlinal culminant. Sa masse anticlinale apparaît affectée de replis mineurs en deux zones bien définies : près de l'extrémité NW, les zones élevées (seules observables)

comportent un système de petits plis et un synclinal plus important assez profond (synclinal de Tortissa) de direction W à WNW, c'est-à-dire parallèles à la direction de la partie voisine de la bordure interne NE ; au SW, le flanc de l'anticlinal, s'adoucisant beaucoup vers le bas (vallon de Roya, Vionène), se décompose plus ou moins entièrement en plis secondaires parallèles à son grand axe et eux-mêmes subdivisés en plis d'importance encore moindre, très serrés et vigoureux. A l'approche de la bordure S, ce faisceau de plis se resserre, les plis les plus extérieurs passant de la direction générale NW à une direction WNW et même presque W.

Le système du brachyanticlinal nord-oriental et des deux grands plis allongés, accolés à lui dans un ensemble structural tendant à l'encapuchonner au SE, a la caractéristique d'être fortement soudé (massif de l'Argentera). Deux zones synclinales en ombilics s'observent à son intérieur, marquant des carrefours synclinaux, une surtout, repli comportant un accident pincé profond et situé à la rencontre des trois grandes unités anticlinales (ombilic de Sespoul), l'autre moins importante, à la charnière de l'arc terminal SE de la première enveloppe anticlinale (cuvette de Vallauria).

Une jonction mal définie, mais sans nul doute très marquée, a lieu entre le gros anticlinorium précédent et, au SW, le brachyanticlinal beaucoup plus petit et plus bas du dôme de Barrot. Elle se présente comme une forte surélévation locale d'axes ou un anticlinal transversal, affectant le système de plis du flanc SW de l'anticlinal du mont Ténibres, accident déjà apparent dans une région du flanc de l'anticlinal assez élevée (mont Gravières, à plus de 2.000 m d'altitude).

Le dôme de Barrot est un pli court, mais de grand axe encore très net, dirigé sensiblement W quelques degrés au N.

On remarque que cette direction affectant le pli le plus externe de l'intumescence n'est pas en désaccord avec celle des plis qui accidentent les flancs en regard du gros anticlinal NE, et entre au contraire avec elles dans un même faisceau harmonieux de directions du plissement, au moins près de la bordure S : ces directions tournent régulièrement du NW vers l'W en balayant le faisceau du N au S. On remarquera qu'une telle disposition est en harmonie avec celle de l'ensemble de la chaîne qui, sur cette transversale, se rétrécit en allant vers le SE.

Néanmoins, l'ennoyage périphérique des structures de l'intumescence enfouissant les divers plis constitutifs selon leur axe, ou les tranchant plus ou moins, n'obéit pas à une disposition conforme et le brachyanticlinal SW constitue un véritable cap avancé en position alpine externe, selon une direction très transversale par rapport à son propre axe d'allongement.

Mais d'autre part, dans l'agencement général des structures, on constate que les plis E-W de la partie N constituent, avec l'enveloppe SE du brachyanticlinal culminant et le système des plis NW-SE, l'ébauche d'un système de structures concentriques.

La vigueur angulaire du soulèvement de l'intumescence aux bordures

observables apparaît très variable. L'abaissement général du socle à l'W du massif de l'Argentera et au N du dôme de Barrot se révèle relativement lent, ce qui pourrait traduire la présence sous la couverture, d'une région de soulèvement relatif unissant plus étroitement le dôme de Barrot au massif de l'Argentera. Le plongement axial du massif de l'Argentera au SE est déjà plus rapide. Mais l'ensemble des bordures S doit constituer un seul vaste « flanc d'ennoyage S de l'intumescence Argentera-Barrot », de grande amplitude verticale et dans l'ensemble abrupt : au brutal affaissement des versants SE et E de l'élément sud-occidental correspond l'enfoncement marqué de la surface du socle au S du gros anticlinal principal. Cependant, le flanc d'ennoyage dessine une baie (évasée) entre le brachyanticlinal sud-occidental et l'éperon anticlinal qui accidente la bordure S de l'anticlinal principal ; or, nous avons déjà signalé que le rôle structural joué par cet éperon dans la définition d'une profonde ride du socle à travers la grande dépression subalpine est à considérer. Du côté alpin interne, la longue bordure NE du massif de l'Argentera est décrite comme extrêmement redressée partout.

Enfin, des chevauchements de plis, d'origine seulement tectonique, se localisent étroitement et avec un caractère isolé sur des accidents tous situés sur le gros anticlinorium principal, vers les extrémités de son grand axe et dont l'un près de la bordure interne, NE, avec un sens de chevauchement vers le S ou le SW. Ces accidents font nécessairement intervenir une action extérieure au massif, et en rapport avec la tectonique de la zone alpine interne proche.

La bordure NE exige des compléments d'étude, mais il semble très important de noter d'ores et déjà que, si cette structure est donnée comme en général simplement redressée, il y est décrit, dans un secteur médian, et englobant les écaïlles voisines de Demonte, un déversement qui a lieu, cette fois, vers le NE.

Une remarque doit être faite enfin sur certains aspects de discordances entre les structures et dont une partie au moins paraît attribuable à des effets de tectoniques successives.

Ainsi le groupe important des plis mineurs du flanc SW de l'intumescence a ses directions franchement recoupées au S par celle du flanc du pli majeur. D'autre part, les grands synclinaux intérieurs du massif de l'Argentera ne forment aux bordures que des ondulations dont la faiblesse ne correspond pas à leur amplitude dans les régions intérieures du soulèvement¹.

Il importe de rappeler, dans ce domaine, les indications de la postériorité du soulèvement du dôme de Barrot par rapport à celui du massif de l'Argentera (fondées sur la disposition du réseau hydrographique : J. V., 1958). D'autre part, une schistosité secondaire, très développée dans certaines

¹ Aux bordures N (cf. p. 227, note infrapaginale) et aussi NW, j'ai pu observer récemment les traces très nettes de la succession de failles aux plis. Les failles appartiennent au système indiqué plus haut (note ci-dessus), indiscutablement tardif par rapport à tous les accidents de la couverture, autochtone ou charriée (C. Sturani) (*Note ajoutée en cours d'impression*)

zones, y trahit en certains endroits (pélites rouges permienes des plis de la région de Saint-Sauveur-sur-Tinée) une tectonique de petits plis énergiques postérieurs (J. V., *ibid.*).

Les problèmes posés par ces aspects de discordances de structures et de successions de tectoniques, et également ceux posés par la production de la schistosité et sa localisation ne seront pas examinés ici.

CHAPITRE III

LES STRUCTURES TECTONIQUES DANS LES RÉGIONS SOULEVÉES DU SOCLE

III. LES ASPECTS GÉNÉRAUX

I. — Aspects comparés des deux systèmes plissés soulevés, dans leurs particularités géographiques.

La comparaison des formes tectoniques d'ensemble du massif du Pelvoux et de l'intumescence Argentera - Barrot (pl. 1, B1 et B2; pl. 2, B) montre que la ressemblance des deux systèmes soulevés est grande. Examinons cette ressemblance en soulignant les différences d'aspect.

Au dôme du Pelvoux correspond le brachyanticlinal de l'Argentera - Barrot; mais dans ce premier élément de comparaison réside une des principales différences entre les styles à grande échelle des deux ensembles : à la régularité équidimensionnelle du dôme s'oppose l'irrégularité relative de l'intumescence. Cette irrégularité du soulèvement SE laisse émerger, dans l'élément constitutif principal du brachyanticlinal, le massif de l'Argentera, une grosse amande qui, elle, est beaucoup plus régulière mais aussi relativement allongée.

Au plissement remarquablement concentrique du Pelvoux correspond au moins, dans l'Argentera - Barrot, l'ébauche (déjà nette) d'une disposition analogue de structures, tandis que le système très développé de plis parallèles dans le flanc SW de l'Argentera - Barrot a son équivalent, dans le massif du Pelvoux, dans un plissement subméridien beaucoup plus lâche; ces deux systèmes paraissent représenter des plissements respectivement précoces, l'un par rapport à la formation du dôme, on l'a vu, l'autre aussi par rapport à celle du brachyanticlinal.

Enfin, si le Pelvoux a son système de plis déversés vers l'W aux bordures du côté interne alpin, système bien développé mais ne s'élevant pas jusqu'aux plus hautes régions du soulèvement, l'Argentera - Barrot possède

un système correspondant, avec déversement vers le S ou le SW, mais beaucoup moins développé.

De même, les deux soulèvements présentent une dissymétrie, définissant un flanc alpin interne plus raide que le flanc opposé. Mais si, dans le massif du Pelvoux, la dissymétrie affecte l'ordonnance même du système des plis concentriques, dans le domaine de l'Argentera - Barrot elle s'exprime surtout par la grande différence des dimensions du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot.

Dans ce tableau comparatif — et en laissant de côté le fait du rattachement du Pelvoux à l'ensemble des massifs cristallins dauphinois — il reste un élément sans homologue : le déversement vers le NE, soit vers le côté interne alpin, que présente une partie de la bordure interne du massif de l'Argentera.

II. — Caractères généraux des déformations.

Le style tectonique.

Les structures tectoniques des régions soulevées du socle du massif du Pelvoux et de l'intumescence Argentera - Barrot présentent en commun un ensemble de caractères très généraux, qu'il est possible de classer systématiquement sans tenir compte de leur cadre géographique particulier. On peut définir ainsi un style tectonique valable aussi bien pour la « tectonique globale » du massif du Pelvoux, où l'on sait qu'elle représente le produit de tectoniques successives très distinctes anté- et postnummulitiques, que pour la tectonique de l'intumescence Argentera - Barrot, où l'effet de tectoniques successives est moins évident.

Les diverses régions soulevées montrent des variétés plus ou moins différentes du style général. D'autre part, le style de la tectonique qui affecte le Priabonien aux bordures du Pelvoux s'y rattache très étroitement.

Les rapports de ce style de déformation avec le mode de déformation du socle dans sa masse ont pu être examinés dans certains cas.

On étudiera ce style successivement à l'échelle du pli et à l'échelle du flanc du pli. D'autre part, on verra que l'interprétation de certaines formes au moins et de certains accidents fait intervenir la présence d'une couverture.

1. Mode d'association des plis. Anticlinaux à sommets surbaissés et synclinaux pincés. Ombilics. — A l'échelle du pli, la tectonique « globale » du massif du Pelvoux et la tectonique de l'intumescence Argentera - Barrot se traduisent pareillement dans les formes type élémentaires suivantes (cf. J. V., 1951 a, 1952 b).

Le seul examen cartographique permet de dégager une première loi structurale du plissement concernant l'agencement général des structures : dans le système des plis fortement marqués, les carrefours synclinaux sont à trois branches seulement (ex. : Pelvoux, pl. 1, B1) ; ceci exclut la notion de plis

qui se recouperaient. On remarque que plusieurs synclinaux parallèles peuvent franchir des zones de surélévation d'axes, pouvant être considérées comme des anticlinaux transversaux, et d'abaissement d'axes, équivalant à des synclinaux transversaux, mais ces plis transversaux apparaissent comme des ondulations assez adoucies, et d'axe au surplus mal précisé. Dans le massif du Pelvoux, les rapports des plis subméridiens et du système des structures concentriques ne font pas exception à la règle des carrefours synclinaux à trois branches ; c'est même en relation avec le synclinal de Vénosc - Méollion qu'il s'en définit les mieux visibles.

Le style général des masses anticlinales dont l'association forme les soulèvements est, en plan (pl. 1, B1 et pl. 2, B), celui de brachyanticlinaux plus ou moins allongés et arqués (ils peuvent être droits : le brachyanticlinal des Écrins, qui est de faible allongement, l'anticlinal du mont Ténibres, qui est au contraire allongé). Les contacts de ces éléments entre eux, le long de l'axe des synclinaux de séparation, leur donnent une base polygonale. Leur juxtaposition trois par trois a lieu aux « points triples » des carrefours synclinaux.

En élévation, les anticlinaux ont généralement la forme d'intumescences aux flancs raides ou très raides sur l'ensemble de leur pourtour, et au sommet en voûte surbaissée (voir fig. 11 et 56). On peut y voir une variété de brachyanticlinaux coffrés, mais le raccord entre les flancs de forte inclinaison et la région sommitale plus ou moins plate peut être progressif. Ce n'est que dans des cas exceptionnels, révélant des conditions particulières, que certains anticlinaux sont aigus.

En opposition de style avec ces anticlinaux en lourdes voûtes surbaissées, les synclinaux de séparation sont souvent des synclinaux étroits. Il s'agit de « synclinaux pincés » dont la coupe idéale est celle d'un V dont l'angle des branches, s'ouvrant vers le haut (évasement de la structure dans le raccord progressif avec les régions élevées des anticlinaux) peut s'annuler vers le bas, où s'observe alors une structure isoclinale très étroite.

Ces synclinaux pincés sont les structures observables dans l'ensemble les plus frappantes du fait sans doute à la fois de leur conservation dans des creux non vidés par l'érosion et de leur disposition spectaculaire. Le synclinal de Valsenestre notamment sur la rive gauche du ruisseau de Béran-ger (fig. 55c), le grand synclinal de Vénosc sur l'ensemble de son long parcours (fig. 39) entre Vénosc et Villard-Loubière, puis aux Goudemards, par exemple, dans le massif du Pelvoux, les synclinaux de Sespoul, du ravin de Burente (fig. 68), de l'Arcane (avec certaines complications, fig. 69), du Veij del Bouc (fig. 65) par exemple, dans le massif de l'Argentera, représentent typiquement ces structures. On a ainsi, dans une série de plis contigus, une alternance de synclinaux pincés, étroits, et de masses anticlinales plus ou moins larges, « coffrées » ou surbaissées.

D'autre part, un synclinal donné, loin d'être uniformément profond sur son parcours, montre de grandes variations longitudinales de niveau de son

axe. Aux surélévations d'axe correspondent, en sens inverse, des abaissements d'axe dont certains définissent des fosses synclinales profondes, des « ombilics », de dimensions et d'importance d'ailleurs très diverses ; certains de ces ombilics, qui jalonnent les « points triples » de carrefours synclinaux très apparents (ex. : Pelvoux, pl. 1, B1) ont pu être étudiés assez en détail, et on est amené à penser que les ombilics doivent très généralement correspondre à une jonction synclinale, ne serait-ce que celle d'un synclinal secondaire aboutissant au pli principal.

A la notion d'ombilic se rattache l'interprétation d'apparence d'élargissement en profondeur de certaines poches synclinales, problème qui a été posé dans le massif du Pelvoux et pour la solution duquel P. Gidon a imaginé toute une tectonique de chevauchements aboutissant à des pseudo-synclinaux et des synclinaux inapparents ; mais, au lieu d'un élargissement réel en profondeur, il s'agit en général du passage de vallées transversales dans des élargissements ombilicaux. Un fait général milite en faveur de cette interprétation, même en l'absence d'observation des pendages aux flancs des synclinaux : les apparences d'élargissement vers le bas d'un synclinal d'un côté d'une crête transversale de l'orographie ne se retrouvent pas du tout de l'autre côté, ou s'y retrouvent très imparfaitement, toute trace de prolongement de l'accident pouvant même disparaître.

En ce qui concerne la forme type du plissement, on peut parler d'un style général défectif, mais il vaut mieux mettre l'accent sur un caractère géométrique plus général du style : la surface du socle est formée de portions courbes plus ou moins régulières, mais en général convexes du côté de l'extérieur du socle ; la tectonique s'exprime dans des bombements juxtaposés ; les synclinaux pincés ont des charnières plus ou moins aiguës, généralement dépourvues de régions à courbure inverse de quelque extension et continuité ; en les schématisant, ces charnières sont en quelque sorte les lignes de rebroussement de la surface déformée.

En cas de déformation atténuée, le style-type décrit ci-dessus peut laisser place à une association de simples ondulations à anticlinaux et synclinaux à peu près symétriques (parties élevées du Valsenestre occidental dans le massif du Pelvoux, nombreux plis mineurs du massif de l'Argentera, en particulier à l'extrémité SE).

A l'opposé, il peut aboutir à des formes d'un caractère extrêmement vigoureux qui s'observent plus particulièrement dans des régions synclinales profondément encaissées, de type ombilical ou voisin. Certaines structures synclinales apparaissent alors en certains cas digitées de façon complexe, en replis diversement pincés ou dilatés (synclinal de Surette dans le massif du Pelvoux), en d'autres comme de vastes fosses aux flancs abrupts, étroites et profondes, et d'allure tout particulièrement spectaculaire (synclinaux du pic Gazonné, fig. 14 et 15, et de la Coche de Lanchâtra, dans le massif du Pelvoux).

Parmi les formes aberrantes, à côté de quelques anticlinaux aigus qui

prennent de l'importance dans le cas particulier des « écailles » chevauchantes orientales du massif du Pelvoux, on peut voir des concavités affecter la surface du socle, mais alors elles moulent les convexités de l'autre flanc d'un synclinal pincé étroit. Certaines formes aberrantes sont à examiner dans leurs rapports avec la présence d'une couverture sur le socle.

2. Rôle subordonné des failles dans une tectonique plastique. — A l'échelle du flanc du pli, on est conduit à rechercher dans l'Argentera - Barrot comme dans la « tectonique globale » du Pelvoux, quelles ont été les parts respectives d'une tectonique souple, de gauchissements, que l'on peut appeler plastique, et d'une tectonique cassante par failles (cf. J. V., 1951 a). La distinction entre un contact anormal de faille et un contact stratigraphique conservé dans le gauchissement souple est généralement sans équivoque. Mais il convient d'indiquer que, dans le massif du Pelvoux, il existe des contacts anormaux plus ou moins vastes et inclinés entre un socle et divers termes de la couverture mésozoïque et dont il est probable qu'il ne s'agit pas de failles mais d'anciennes surfaces de dénudation à nouveau recouvertes par l'effet d'une tectonique ultérieure.

C'est encore dans le massif du Pelvoux que s'est ouverte la discussion sur le choix d'une interprétation des formes, soit par le jeu de grandes failles, soit par une tectonique plastique. Mais les conditions d'observations précises détaillées des contacts qui s'y trouvent réunies, paraissent pouvoir guider aujourd'hui un tel choix en toute sûreté.

Pour l'ensemble des deux domaines tectoniques régionaux envisagés, on peut énoncer les trois règles suivantes :

1° *Le caractère d'ensemble de la tectonique est une tectonique plastique, responsable à la fois du bombement des anticlinaux et du pincement des synclinaux.* Les anticlinaux ne sont pas des horsts et les synclinaux ne sont pas des grabens : en particulier le synclinal de Vénosc est bien un véritable synclinal, et non un fossé tectonique qui ne ferait qu'en simuler la disposition (selon la conception exprimée par P. Bellair).

2° Mais plus l'observation s'attache aux détails, plus la forme souple laisse apparaître des imperfections et celles-ci finissent par prendre un caractère systématique : à une échelle suffisamment réduite, dans la plupart des cas apparaissent des failles ; elles sont en général de quelques dizaines de mètres à quelques dizaines de centimètres de rejet, soit interrompant isolément la continuité de la surface gauchie, soit groupées et séparant d'étroits panneaux plus ou moins basculés, constituant parfois un véritable escalier de petites failles à l'échelle métrique par exemple. *La tectonique de style essentiellement plastique à grande échelle admet, à une échelle inférieure, une part de tectonique cassante variable* : son style devient, à petite échelle, partiellement cassant, dans certains cas surtout cassant. Ce fait est d'observation tout à fait générale.

Le dôme de Barrot est le domaine le plus typique de l'intervention des

failles dans la tectonique à petite échelle : la tectonique essentiellement plastique à l'échelle du dôme que l'on peut décrire comme régulièrement ployé est le résultat d'un grand nombre de petites déformations locales comportant une part systématiquement cassante très importante ; les cassures, avec ou sans rejet, s'y associent à des mouvements de bascule des panneaux qu'elles délimitent. La notion de « pli cassant » qui en résulte, et qui décrit plus précisément l'association des panneaux basculés à leurs failles-limites, en négligeant l'effet des rejets et des gauchissements souples, peut définir ce style dans toute sa pureté (J. V., 1958).

3° *Les champs de failles, là où ils sont bien observables, prennent de l'importance dans des régions tectoniquement élevées.* Dans le massif du Pelvoux, cela se voit très bien en certaines régions des bordures, tout particulièrement au « front d'ennoyage N » (plateau de Paris et abords orientaux, fig. 28 et 29). Dans le massif de l'Argentera, on peut l'observer non seulement en des régions de bordure des affleurements (voir fig. 67 et 69), mais aussi sur des parties élevées de grands anticlinaux principaux (fig. 61). Au dôme de Barrot c'est l'ensemble des affleurements qui appartient à une région tectoniquement élevée.

Il faut ajouter que certaines zones profondes peuvent voir croître beaucoup le rôle des failles en cas de déformations violentes et surtout désordonnées.

Les failles considérées ici sont essentiellement des failles directes conformes, accidents cassants francs d'étirement du flanc des plis, qui jouent encore un certain rôle dans la constitution d'accidents locaux étroits plus complexes, tels que grabens et pincées.

Il en existe d'autres. Des failles inverses sont largement associées à l'ensemble des chevauchements observables tant dans le massif de l'Argentera que dans celui du Pelvoux ; dans ce dernier, les écailles orientales intérieures (fig. 45) montrent un grand développement de ces failles inverses. Si certaines failles directes peuvent atteindre, dans le massif du Pelvoux, des rejets relativement forts dans des cas isolés (jusqu'à 200 m environ, au front d'ennoyage N), les seules failles de grand rejet y sont les failles inverses des écailles orientales.

Maximum au dôme de Barrot (failles de Canté, de la Roudoule et surtout de Girent), le rôle des failles dans le modelé des bordures est plus développé en général dans le massif de l'Argentera que dans celui du Pelvoux, et les rejets sont supérieurs (ex. : failles du secteur N de la bordure W du massif de l'Argentera, fig. 67 ; et faille de la Vésubie, fig. 73 ; cf. la pl. 1, B1, qui a pu être exécutée en négligeant les failles, et la pl. 2, B). Mais il faut attribuer aussi un rôle important, dans le massif de l'Argentera, à des failles à forte composante de décrochement horizontal ¹.

¹ La faille de Bersezio (cf. p. 227, note infrapaginale), à grand rejet vertical, semble bien aussi appartenir à un accident très notable de décrochement horizontal qui aurait joué à travers tout le massif (*Note ajoutée en cours d'impression*).

Les failles jouent un rôle essentiel dans la formation des horsts locaux en situation particulière, en lesquels se terminent axialement (en « proues » plus ou moins aiguës) certains anticlinaux importants. C'est dans le massif du Pelvoux le cas de la terminaison NW de l'arc externe méridional (qui chevauche l'ombilic du Valsenestre oriental au pic de Valsenestre, fig. 36 et pl. 1, B1). Dans le massif de l'Argentera, c'est celui de la sorte d'« étrave » cassante formant l'extrémité SE de l'anticlinal du mont Ténibres dans ses parties hautes (pl. 2, B).

Il convient de voir cependant que la tectonique de failles, ci-dessus passée en revue, reste, dans tous les cas, liée à la tectonique plastique ; elle en prolonge les effets dans les trois directions qu'elle désigne : failles directionnelles ou transversales par rapport à un pli, décrochements horizontaux.

En définitive, on doit pouvoir désigner le caractère général de la tectonique ainsi exprimée, en la considérant cette fois à toute échelle, en parlant d'une *tectonique plastique à failles subordonnées*.

3. *Remarques relatives à la bordure priabonienne du Pelvoux.* — Le style tectonique des déformations de la bordure priabonienne du massif du Pelvoux, considérées au niveau de la base du Priabonien, que celui-ci repose sur le socle cristallin ou sur le Mésozoïque, peut se comparer aisément à celui qui a été décrit ci-dessus pour les divers ensembles plissés considérés. Dans le système des « écailles », il n'y a pas de différence de style entre celles qui ont entraîné du Priabonien, et celles qui n'intéressent que les éléments du socle sous-jacent. Sur l'ensemble de la bordure, la tectonique du Priabonien se résume essentiellement en un vaste flanc de dôme ondulé, pouvant se plisser localement avec plus de vigueur, et dont certaines parties se décomposent en escaliers basculés séparés par des failles conformes. La lourdeur de cette tectonique n'exclut pas son mode général de mise en place plastique à accidents cassants subordonnés. Dans ce cadre général, on peut observer son implication dans au moins un accident cassant du type de ceux formant l'extrémité de certains anticlinaux importants : le repli extrusif chevauchant qui termine au S le haut massif (fig. 39 et 40 ; pl. 1, B1).

4. *Rôle de la présence d'une couverture dans la détermination du style.* — Parmi les conditions de milieu qui ont régi la déformation enregistrée à la surface du socle antétriasique, la présence d'une couverture apparaît, en dernière analyse, comme le facteur déterminant du style de certains accidents, et dans des cas donnés, de la présence même de ces accidents.

La couverture a pu gêner le plissement, à commencer par le pincement de synclinaux. A ce type de plis appartiennent, en particulier, dans le massif du Pelvoux, le petit synclinal du torrent de Trouba : une masse puissante de spilites a visiblement bloqué le pincement du socle de gneiss et le synclinal pincé proprement dit n'apparaît que dans le Lias (fig. 13). Dans le massif de

l'Argentera, l'exemple du synclinal du Veij del Bouc (fig. 65) n'est pas moins typique : le profond synclinal isoclinal de Trias gréseux dans le socle d'anatexites se termine au lac du Veij del Bouc en fond de bateau, et le synclinal pincé en V aigu n'intéresse que les pelites supérieures. Mais souvent, et peut-être en général, le fond des synclinaux pincés ne se rétrécit pas au-dessous d'une certaine valeur (quelques dizaines de mètres à quelques mètres) ; il se termine par une charnière obtuse, comme tronqué à la base, même s'il n'y contient que des assises de faible résistance et compétence relatives : on peut admettre la possibilité d'une limite d'échelle au pincement du socle même, mais aussi celle de la gêne encore créée au pincement par une telle couverture.

En s'approfondissant et se rétrécissant, les synclinaux du socle doivent finir par constituer cependant de véritables pièges pour l'ensemble des couches sédimentaires qu'ils encaissent : il pourrait y avoir là l'origine d'un processus normal d'approfondissement aboutissant aux synclinaux pincés profonds d'allure isoclinale. Ainsi, à partir d'une action initiale de résistance, ou de gêne au pincement du synclinal, il se serait alors développé un processus contraire nouveau d'approfondissement du pli, mais avec la condition d'une limite inférieure d'épaisseur.

Le fond de certains synclinaux du socle du massif du Pelvoux peut aussi apparaître comme enfermant de véritables poches de terrains de couverture ; le plissement n'a dû se poursuivre là qu'en tendant localement à augmenter le volume enveloppé par rapport à la surface de l'enveloppe (cas du synclinal de Vénosc dans l'ombilic situé au SE du col de la Vaurze, fig. 37). Un amas des sédiments de couverture assez puissant a dû pouvoir, dans certains cas, empêcher tout pincement d'un synclinal important du socle dans lequel il se trouvait engagé ; les formes coffrées des synclinaux du Drac à Champoléon (fig. 49) et du col d'Ornon au Périer, aux bordures du massif du Pelvoux, en proviendraient : « l'auge » synclinale qui s'observe ici délimiterait une zone surchargée par le glissement de la couverture lors d'une phase initiale d'individualisation du pli, dont l'évolution ultérieure vers un pincement aurait été stoppée. On remarque que le synclinal de Trias et Jurassique, encaissé dans le socle cristallin à Champoléon, est recouvert, au moins au S, par une puissante couverture priabonienne. Nous rejoignons ici l'hypothèse faite plus haut que, aux bordures S et SE du massif du Pelvoux, les masses de Flysch accumulées ont pu bloquer dans l'ensemble le plissement des terrains sous-jacents. Un tel effet de blocage représenterait l'expression ultime de la gêne apportée par la couverture au plissement du socle régional, dans les conditions actuelles de l'observation.

La couverture, d'autre part, a eu, dans certaines conditions, une action d'arrachement et d'entraînement de parties du socle. Ce cas est celui des accidents produits à assez grande échelle au sein du massif du Pelvoux et à ses bordures, d'une part (J. V., 1951 a) dans la cuvette de Morges (anticlinal de la Planta et zones voisines, fig. 14 et 15), d'autre part (J. V., 1953 a)

sur l'anticlinal des Rouchoux - Beaufin (fig. 57 et pl. 1, B1). Les alignements d'esquilles allongées, formées d'éléments du socle ou de la base compétente de la couverture et flottant ici au sein des calcaires et schistes du Lias, ont exigé que des parties disjointes d'une crête anticlinale profonde du substratum aient été entraînées avec la masse des sédiments de la couverture ; ceux-ci étaient eux-mêmes entraînés, dans les conditions particulières d'une tectonique de couverture de région profonde, par un reflux vers le haut sur les deux flancs d'une crête anticlinale accidentant le substratum profond. Un tel processus devait aboutir à des structures particulièrement spectaculaires.

5. Rapports du plissement exprimé à la surface avec les structures intérieures au socle antétriasique. — L'examen des conditions imposées au plissement de la surface par la nature pétrographique, stratigraphique ou structurale tectonique préexistante du socle antétriasique conduit à la notion d'une faible influence de ces facteurs en règle très générale.

Un résultat général très important est qu'il n'apparaît pas de différence sensible entre les comportements respectifs des diverses formations pétrographiques ou stratigraphiques constituant le socle engagé dans le plissement vis-à-vis de la nature plus ou moins cassante ou plastique des déformations de la surface. Dans le massif du Pelvoux, on peut admettre qu'il n'y a que de faibles différences, à ce point de vue, entre les granites et les gneiss et, parmi ceux-ci, entre des séries de structures très différentes, comme des migmatites à peine litées de régions orientales et des gneiss amphiboliques fortement lités de régions occidentales. Mais la comparaison entre les formes tectoniques du massif du Pelvoux et de la région cristalline du massif de l'Argentera d'une part, et celles des régions de diverses séries permienes du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot de l'autre, permet une large confrontation ; la tectonique de la bordure SW du massif de l'Argentera dans la vallée de la Tinée est particulièrement démonstrative à cet égard par rapport aux trois séries permienes des pelites homogènes de Saint-Sauveur - Barrot, des grès micacés de Capeiroto et des arkoses conglomeratiques grossières de la série locale de la Tinée, et aux migmatites litées plus ou moins granitisées. De plus, dans le dôme de Barrot, une tectonique très lourde, celle d'un gros bombement simple de tout le dôme, se résolvant à petite échelle en une tectonique principalement cassante, affecte la surface d'un socle formé sur une grande épaisseur par les pelites permienes (avec intervention géographiquement localisée des intercalations lenticulaires de grès et conglomerats de Léouvé), alors que les mêmes pelites, quelques kilomètres seulement au NE et à l'E, sont engagées avec le Trias inférieur dans des replis très énergiques et particulièrement souples, de même que les séries permienes plus grossières et le Cristallin voisins.

Un autre résultat est que la présence, dans le socle cristallin, de synclinaux insérés parfois importants, et en particulier profonds, de roches sédimentaires non métamorphiques, anciennes mais de moindre résistance (tels que

les synclinaux de Carbonifère, dont les sillons et les écheveaux de sillons sont très profondément marqués) correspond tout au plus, dans le système des déformations alpines à la surface du socle, à de rares failles venant affecter localement une bordure de l'accident ancien intérieur au socle. Il est d'ailleurs très caractéristique que les synclinaux de Carbonifère, loin de se conformer au dessin des synclinaux alpins, ou même seulement à leurs directions, se trouvent indifféremment dans des régions anticlinales ou aux bordures de synclinaux alpins, et trahissent une obliquité très sensible de leurs propres directions par rapport à celles des synclinaux alpins : le système des synclinaux de Carbonifère de l'anticlinal du Pépouri - cime du Diable, dans le massif de l'Argentera, le montre.

Seul a eu une influence très probable sur le plissement alpin local le litage, à grande et petite échelle, de la série cristallophyllienne, soit qu'il l'aide ou qu'il le contrarie. Bien que cette étude spéciale n'ait donné lieu qu'à un nombre limité d'observations, j'en indiquerai deux résultats. A la bordure SW du massif de l'Argentera, dans la vallée de la Tinée, le litage des séries gneissiques et leur alignement conforme, très continus sur de grandes distances, sont également conformes à la direction des plis alpins mineurs qui accidentent le flanc du massif, et aussi à la direction générale de cette bordure. Il en résulte la notion qu'une forte ordonnance orientée des lits de la série cristallophyllienne dans une petite région a pu jouer un grand rôle directeur du plissement alpin dans la même région, tout au moins en le facilitant dans la direction considérée. Dans le massif du Pelvoux, on peut voir qu'il existe un faisceau assez étroit de directions privilégiées du plissement coïncidant à peu près avec les directions générales du litage ; de plus, ces plis conformes lorsqu'ils sont importants, décrivent de grands arcs très réguliers ; des plis d'importance secondaire greffés sur des plis transversaux ont pu se développer parallèlement au litage (bordure NW de la cuvette de Morges : J. V., 1951 a). Les plis très transversaux sont au contraire développés en ligne brisée et irréguliers (vestiges conservés de charnière synclinale du Bas Valgaudemar, fig. 47 ; cette disposition doit se retrouver dans l'ossature profonde du rameau N de la cuvette de Morges).

L'examen, en sens inverse, de structures intérieures au socle et dont l'origine se révèle alpine, n'a également été entrepris que d'une façon très partielle. On peut observer les variations des pendages des structures préexistantes en rapport avec le gauchissement de la surface ; celles du litage des séries cristallophylliennes sont souvent difficiles à lire, mais le plissement souple affectant des stratifications anciennes comme celles de la série amphibolique de la région W du massif du Pelvoux, parfois aussi des structures pseudo-stratifiées telles que les faisceaux de filons parallèles de kersantites de la région S du haut massif du Pelvoux, précise le reploiement du socle au flanc d'un pli alpin. Un cas particulier significatif de la reprise par le plissement alpin de structures du socle antérieures est celui qui, dans de nombreux cas, a abouti à des chevauchements, soit du Cristallin sur le Carbo-

nifère (flanc du synclinal de Vénosc à Pied Moutet, par exemple, dans le massif du Pelvoux, fig. 32, coupe 1), soit du socle antépermien sur le Permien, soit, dans le Permien, d'une série inférieure sur une série supérieure (régions de bordure SW et S du massif de l'Argentera, fig. 72).

Parmi les autres accidents intérieurs au socle et d'origine alpine se trouvent des cassures et des zones broyées ou laminées. Des cassures de divers ordres prolongent dans le Cristallin certains synclinaux alpins de la surface (ex. : Combe Taillis, dans le massif du Pelvoux, petit synclinal pincé profond greffé sur le synclinal de la Coche de Lanchâtra, fig. 34), mais il est des cas non exceptionnels, où un synclinal pincé ne laisse pas de traces visibles de rupture dans son substratum cristallin. En d'assez nombreux endroits, des zones broyées, essentiellement feuilletées ou plus ou moins laminées, ou encore transformées en mylonites beaucoup plus évoluées pétrographiquement, se disposent en lentilles allongées plus ou moins vastes ; ces lentilles sont en général parallèles à la bordure d'un synclinal de Sédimentaire de la couverture ou bien forment cette bordure (dans le massif du Pelvoux : synclinal de Vénosc entre Villard-Loubière et Navette, fig. 38 ; synclinal d'Ailefroide, fig. 18 ; dans le massif de l'Argentera : nombreuses zones laminées ou broyées des versants S et SW, et des synclinaux intérieurs de la Valette - Mollières avec les zones mylonitisées de la région de Sespoul, fig. 63) ; éventuellement, elles prolongent dans son axe une poche de synclinal (Ailefroide) ou jalonnent la charnière même du synclinal (Pelvoux : synclinaux déversés sous les écailles du Rif-Arcas ou de Clouzis-Grangettes, fig. 18 et 19. Argentera : la Valette-Mollières). Ailleurs, ce sont des zones de plis entiers qui peuvent être intéressées par le broyage, comme pour les pélites permienes des environs de Saint-Sauveur, à la bordure SW du massif de l'Argentera, ou bien simplement les abords de flexures, plus particulièrement de grandes flexures souples associées à des failles (comme pour les mêmes pélites au dôme de Barrot, notamment en association avec la faille de Girent). Il convient de noter que les pélites permienes des environs de Saint-Sauveur présentent, hors des zones broyées, une forte schistosité mécanique qui recoupe la stratification et a dû jouer un rôle dans la mise en place de la masse rocheuse ; de plus, cette schistosité est elle-même affectée, en certains points, de plissements locaux accusés, déjà évoqués. Les zones laminées, en feuillets plus ou moins grossiers allant à la limite à une ultramylonite, sont les plus fréquentes à la bordure SW du massif de l'Argentera. Cependant, si ces zones jouent un rôle important, il n'est nullement prédominant.

Enfin, en certaines régions d'observation favorable, on peut noter la succession des formes tectoniques à des niveaux superposés sur une même verticale stratigraphique.

Dans le dôme de Barrot, on peut voir, à la bordure W, à côté d'anticlinaux cassants, l'ébauche d'anticlinaux de style souple dans la masse même des pélites permienes au-dessous d'un toit triasique basculé par panneaux

cassants (J. V., 1958). A la bordure SW du massif de l'Argentera peut s'observer sur une même coupe (fig. 71 et 72) le plissement à la base du Trias reposant sur les pélites permienes, dans une certaine mesure celui au contact des pélites et de la série de Capeiroto, et celui au contact du socle cristallin : il y a conservation, du haut en bas de la série, des caractères fondamentaux de la tectonique de plis serrés et aigus de style plastique à failles subordonnées qui définit le plissement à la surface supérieure du socle antétriasique.

Ainsi, à la tectonique cassante à petite échelle à la surface du socle peut correspondre non loin au-dessous une déformation plastique, et une tectonique plastique à la surface conserve ce caractère fondamental en profondeur à travers les termes d'une série stratigraphique et pétrographique très variée. Mais un pli pris individuellement (pli s. l., pli souple ou cassure) ne se conserve pas forcément d'un niveau donné à un autre niveau de la série des terrains du socle superposées : la disharmonie de plissement joue un rôle essentiel. Cette disharmonie présente deux aspects distincts, à savoir la non-conservation du parallélisme des couches dans le cas de mise en place plastique générale à une échelle quelconque donnée, et la transformation par passage latéral, à une échelle donnée, d'une déformation plastique d'un volume donné de roche en faille ; les pélites permienes du dôme de Barrot (y compris les grès et conglomérats associés dans la formation de Léouvé) permettent les observations les plus nettes de ce deuxième type de disharmonie (J. V., 1958). Peut-être pourrait-on définir un troisième aspect de disharmonie en distinguant, dans la mise en place plastique, l'indépendance du plissement des couches superposées de terrains lités, qui peut s'observer en certains secteurs (Permien du vallon de Roya, fig. 68) du bourrage et laminage associés de masses rocheuses broyées (pélites permienes de la région de Saint-Sauveur-sur-Tinée).

6. Rôle des plis couchés par déformation ultérieure. Généralisation. — Avec les chevauchements intérieurs au socle antétriasique, tant dans le massif du Pelvoux que dans celui de l'Argentera, ceux qui ont été produits à la surface du socle antétriasique du massif du Pelvoux par le mouvement de bascule dû à la tectonique postnummulitique entrent dans une catégorie importante de phénomènes, celle que de Sitter (1957) a fort judicieusement mise en lumière sous le nom de « plis couchés par déformation ultérieure ». Il s'agit de la mise en évidence, dans l'accident toujours spectaculaire du chevauchement ou du déversement d'ensemble d'un pli étroit, d'un phénomène général de mouvement de bascule affectant tout pli repris par une tectonique ultérieure ailleurs que sur l'axe d'un des nouveaux plis (ou, d'une façon plus générale, que dans des régions affectées de simples translations).

Nous avons vu que, dans le massif du Pelvoux, les chevauchements et déversements de plis d'amplitude suffisante s'atténuent en profondeur. Parmi ces accidents se trouvent notamment des éléments du système des « écailles

orientales ». Ce redressement en profondeur des structures couchées ne peut être lui-même que la trace de la reprise de l'accident initial par une déformation ultérieure : un accident de pendage conforme à celui du flanc du dôme dans lequel il était engagé en qualité de structure préexistante ne pouvait qu'épouser le redressement progressif vers le bas de ce flanc de pli, en rapport avec son bombement (fig. 45). Ceci a eu lieu évidemment par l'intervention d'une tectonique plastique. En vertu de celle-ci, les « écailles orientales » épousent ainsi, mais en position plus redressée, le bombement du flanc du dôme ; il en résulte alors que les écailles, bien que postnummulitiques, existaient avant que se produise le très fort bombement du dôme actuel. En ce qui concerne les structures couchées intéressant le synclinal de Valsenestre avec le synclinal pincé et le pli-faille oriental de la brèche de Lauvitel (fig. 53 et 56), on voit qu'elles appartiennent au système des plis subméridiens, et la remarque sur l'antériorité probable du système des plis subméridiens les concerne. Leur redressement en profondeur doit aussi exprimer le mode plastique de mise en place des masses rocheuses ; le bombement du flanc de l'anticlinal a dû entraîner les éléments situés sur une même verticale d'origine dans un mouvement de bascule croissant vers le haut, en allant vers la surface.

7. La question du jeu de plissements antérieurs. Age postnummulitique du dôme du Pelvoux. — Nous rattacherons à l'étude du style tectonique la question de la recherche du jeu des structures tectoniques antérieures en général.

En ce qui concerne le plissement anténummulitique dans la région du Pelvoux, l'examen des rapports des structures définies à la surface du socle antétriasique avec le plissement postnummulitique aux bordures S, SE et E a déjà montré l'absence ou, avec leur étroite localisation, la faiblesse des jeux postnummulitiques en général. Mais une indication générale vient encore préciser la question : l'état d'arasement du socle antétriasique dans les diverses régions du soulèvement actuel du massif où le Priabonien est présent ; on est en droit d'y voir une indication sur le soulèvement atteint par des reliefs émergés. Or, cet arasement ne montre pas de tendance à être plus poussé en allant vers le haut du soulèvement actuel ; ce n'est qu'au N et au S que le socle antétriasique s'enfonce sous sa couverture mésozoïque, sous le Priabonien. Ainsi, le soulèvement actuel du Pelvoux ne fait qu'empiéter sur le domaine d'une région soulevée par les mouvements anténummulitiques, dont le socle mis à nu débordait vers l'E les limites du dôme fortement soulevé actuel. Cette disposition structurale et la discordance angulaire visible aux bordures priaboniennes sont en faveur de la notion d'une absence d'héritage anténummulitique dans le soulèvement et le plissement du massif du Pelvoux, à l'échelle de celui-ci comme à celle de ses structures mineures. On a vu aussi qu'à défaut de preuves rigoureuses, la notion que, dans le massif du Pelvoux, tous les chevauchements d'écailles des bordures internes

comme les traits principaux de la tectonique globale appartiennent en propre à la tectonique postnummulitique, sans préformation anténummulitique, bénéficie des présomptions les plus favorables.

Ainsi, dans la considération d'un âge unique, postnummulitique, pour de grands traits de la tectonique globale d'une part, pour la tectonique de la bordure priabonienne de l'autre, disparaît le caractère hybride de la description du dôme donnée page 176. L'actuel massif du Pelvoux est l'œuvre de l'orogénèse postnummulitique. Dans les aspects de la tectonique globale apparaissent le plus manifestement postnummulitiques ceux qui concourent à donner, au dôme composé constituant le massif, les traits de l'ensemble plissé concentrique à éléments emboîtés qu'épouse fidèlement la tectonique de la bordure priabonienne.

Des solutions contradictoires ont été proposées au problème de l'héritage des tectoniques antérieures à la tectonique alpine, et plus précisément de l'héritage hercynien (P. Bellair, 1948 ; J. Fabre, R. Feys et Ch. Greber 1955 ; A. Faure-Muret, 1947 et 1948). Je rappellerai simplement dans ce domaine que l'absence, un peu plus haut signalée, de correspondance d'accidents alpins aux traces de ce qui a nécessairement été des structures importantes, subsistant malgré toutes les érosions ultérieures (et notamment le non-parallélisme entre ces vestiges de plissement et les plis alpins voisins), a la signification d'une absence de rejeu du vieux plissement. De plus, on remarque que le soulèvement de l'intumescence Argentera - Barrot a entraîné un ensemble dissymétrique où le Cristallin, très dénudé au NE, est flanqué au SW seulement d'une couverture permienne très puissante ; des régions nécessairement basses où se sont accumulées de très épais sédiments permien ont été reprises dans le soulèvement au même titre qu'un socle cristallin probablement resté alors dénudé et élevé, puisque en proie à la démolition qui alimentait les accumulations détritiques.

J'ajouterai sous ce numéro une dernière remarque : si, dans le massif du Pelvoux, il n'a pas dû y avoir de rejeu véritable du plissement anténummulitique, par contre le style plastique à failles subordonnées, défini séparément pour la tectonique postnummulitique à la bordure priabonienne et la tectonique globale, doit définir aussi la tectonique anténummulitique. Aussi bien dans le massif de l'Argentera que dans celui du Pelvoux, les traces d'actions tectoniques alpines (non exactement datées) successives ne paraissent pas révéler non plus de différences systématiques de styles.

CHAPITRE IV

GRANDS TRAITS DE LA TECTONIQUE DANS LA DÉPRESSION DE LA DURANCE. LES PROLONGEMENTS MÉRIDIONAUX DU PELVOUX

La dépression de la Durance (fig. 1) forme à travers la zone des massifs cristallins externes un grand accident de caractère particulier.

La présence du socle antétriasique ne s'y révèle en surface que dans la mise à nu de saillies basses, tout juste entamées par l'érosion dans le fond même de ses vallées. D'autre part, toute la partie orientale et axiale de cette aire a été envahie par l'écoulement des grandes nappes internes, ici la nappe de l'Ubaye - Embrunais, tandis qu'à sa lisière SW se creuse le bassin subsident profond mio-pliocène de Digne.

Ce territoire se désigne ainsi comme une paléo-dépression tectonique dès l'écoulement des nappes à l'E et avec la sédimentation miocène à l'W, sédimentation venant combler une profonde fosse de subsidence à sa bordure la plus basse. Il a conservé ce caractère pour être occupé aujourd'hui par la plus grande vallée transversale de toutes les Alpes, les dorsales du socle qui le franchissent restant en position relative très basse dans la succession des structures de la zone des massifs cristallins externes.

Dans la tectonique du socle et la « tectonique de fond » des Alpes externes, la dépression de la Durance tient donc sans conteste une place importante.

En raison de la petitesse des affleurements antétriasiques, c'est à peu près uniquement par l'examen de la couverture qu'on a obtenu quelques indications sur la tectonique des anticlinaux du socle représentés par ces affleurements, et en définitive ces indications se réduisent à peu de choses. De tels affleurements sont au surplus très disséminés et font totalement défaut dans un vaste secteur où aucun sondage profond n'a apporté d'autre renseignement.

Les affleurements du socle de la dépression durancienne se distribuent en deux groupes ¹.

¹ Le lecteur est prié de suivre sur les documents existants (en particulier : feuilles de Gap et Digne de la Carte géologique au 80.000^e, J. Goguel, J. Debelmas) l'exposé des quelques détails présentés ici.

Un groupe occidental, « externe », se trouve au S du massif du Pelvoux. Il apparaît, au N, à 22 km de la bordure des affleurements cristallins du Pelvoux. Deux petites boutonnières d'érosion montrent ici des schistes cristallins sous le Trias, le plus au N à Saint-Étienne-d'Avançon et 5 km au S à Remollon, vers 700 m d'altitude, formant le cœur de Cristallin du dôme de Remollon. Ce groupe comprend, à moins de 25 km au SE de Remollon, le minuscule bombement de Carbonifère de Barles et, à 20 km au SSW, les lambeaux de Cristallin et de Carbonifère déracinés de la région de Nibbles.

Les affleurements de ce groupe se distribuent donc géographiquement selon un triangle presque équilatéral, mais dont l'axe indique un prolongement du soulèvement du socle à partir du Pelvoux, en direction du S.

La tectonique de cette région a été, dans son ensemble, avec la stratigraphie, l'objet de travaux importants de É. Haug (1891, 1894) qui en a décrit les principaux accidents de couverture, y a montré l'existence de plis anté-oligocènes et le rôle des chevauchements, puis de J. Goguel (1936, 1939 b), enfin de notes récentes dues à P. Petiteville et R. Rivoirard (1959), R. Barbier et O. Gariel (1959).

Il faut voir ici, selon J. Goguel (*ibid.* et 1944), le passage d'un pli de fond méridien allant du Pelvoux aux Maures. Ce pli s'atténue cependant au S de Digne et l'allure des structures provençales en bordure des Maures ne lui fait pas correspondre d'apophyse bien nette dépendant de ce dernier massif dans les parties visibles aux affleurements (seule, une légère protubérance vers le N de la bordure du socle antétriasique s'individualise entre Saint-Paul-en-Forêt et Draguignan, marquant cependant un changement de direction générale de la bordure).

Au N, le dôme de Remollon définit avant tout un bombement assez puissant, un brachyanticlinal très ramassé de Lias et de Jurassique moyen, de direction d'allongement NW, avec des pendages un peu notables seulement à l'W. R. Barbier et O. Gariel ont montré son caractère complexe et faillé, mettant en particulier en lumière la présence d'un effondrement médian axé sur les pointements du socle où le Lias apparaît comme « poinçonné » par le bloc cristallin d'Avançon. Le Trias, couronné par des spilites, présente peut-être une tectonique propre plus tourmentée que le Jurassique. Ses grès de base restent adhérents au socle dont les deux petits affleurements ne permettent pas d'observation nette.

Au SW, É. Haug et J. Goguel avaient déjà indiqué que le chevauchement de Saint-Géniez, qui double à l'W le grand chevauchement de Digne - Barles, entraîne à sa base, près de Nibbles, plus exactement à l'W d'Entraix, jusqu'à un lambeau de grès du Trias inférieur, deux autres lambeaux apparaissant à 1 km de là au milieu des terrains sus-jacents, de part et d'autre du confluent du torrent d'Entraix et du Sasse : le lambeau de la rive gauche, évidemment situé sous les marno-calcaires du Bajocien, doit représenter une extrusion venue de la profondeur (sans gypse du Keuper ni Lias). L'ensemble de ces lambeaux posait une énigme tectonique.

Or, la découverte récente, par M. Verdier (M. Orgeval et M. Zimmermann, 1957), de Houiller et de Cristallin associés au Trias supérieur à la base du chevauchement à l'W d'Entraix, découverte élargie par la suite (dans le cadre d'une prospection de la COPEFA; renseignements de J. Sarrot-Reynauld) à la présence du Houiller dans toutes les écailles le long du chevauchement de Saint-Géniez, éclaire quelque peu l'énigme, d'autant que J. Goguel précisait qu'il n'y avait pas de raison de penser que l'amplitude du chevauchement de Saint-Géniez soit très grande.

Au SE, dans la vallée du Bez, un peu en amont de Barles, un minuscule affleurement des schistes houillers (300 m de long) tout juste découvert par l'érosion en fond de vallée, vers 1.100 m d'altitude, forme le cœur régulièrement ployé, en pli droit, d'un anticlinal sur lequel se greffe, au moins localement, le chevauchement de Digne - Barles. Les conditions favorables d'observation sur cette coupe E-W ont permis à J. Goguel de décrire avec précision les rapports du chevauchement et de l'anticlinal du socle, du moins tel que ce dernier apparaît aux affleurements. Les grès du Trias inférieur, en légère discordance sur le Houiller, montrent une voûte très large et très régulière, disposée dans sa partie visible en pli droit; ils ne sont donc pas affectés par le chevauchement et sont restés solidaires de leur substratum. Le Muschelkalk, de même allure à l'E, manifeste à l'W un début d'entraînement. Le Keuper manque à l'E, tandis qu'il occupe une grande étendue à l'W, ayant été chassé de ce côté dans son ensemble : mais ce n'est en réalité qu'un résidu du Keuper qui se retrouve ici, les gypses ayant été expulsés pour être seuls réellement injectés dans le chevauchement où ils ont pu alors cheminer sur de longues distances.

J. Goguel a décrit et analysé en détail le chevauchement de Digne - Barles, ainsi que les déformations des terrains de couverture de son substratum. En ce qui concerne le socle, il évalue la dénivellation brusque du tréfonds du côté W à 2.000 m à Barles. De plus, de ce côté, et plus précisément vers le SW, dans le bassin de Digne, la surface du socle s'abaisse encore, considérablement, et à Manosque la base du Jurassique doit se trouver à au moins 5.000 m de profondeur. Au contraire, vers l'E, le socle ne doit s'abaisser que progressivement et assez doucement à partir de la crête du pli de fond.

Un groupe oriental, « interne », d'affleurements du socle durancien est en fait le plus proche du massif du Pelvoux; il est représenté, à moins de 15 km de distance à l'ESE des derniers affleurements S de la boutonnière de Dourmillouse et à 40 km au NE de Remollon, par l'unique écaille de granite et de Permien du Plan de Phasy. Celle-ci émerge des alluvions sur la rive gauche de la Durance à 900 m d'altitude.

J. Debelmas (1953, 1954, 1955) a montré que, sur la rive gauche et l'axe même de la Durance, de grandes failles méridiennes, en marches d'escalier, s'accompagnent d'un écaillage extrême dans la région de Réotier; la faille la plus importante, celle de la Durance entre le Plan de Phasy et la Roche de Rame, reste inobservable directement (alluvions), mais elle est jalonnée

par du gypse ainsi que par des écaïlles arrachées à un substratum autochtone ou parautochtone de granite, de Permien et de « terres noires » jurassiques. Tout l'édifice des nappes sur la rive droite de la Durance, au S de la Roche de Rame a été surélevé par rapport aux unités correspondantes sur la rive gauche par le jeu de cette faille.

Si l'écaïlle du Plan de Phasy représente seule le socle autochtone externe dans ce secteur, J. Debelmas (1956) a montré aussi que des accidents de la couverture, voisins mais indépendants, trahissent une participation de ce socle.

A quelques kilomètres du Plan de Phasy (dans le fond du vallon de Couleau, près de Saint-Clément), on trouve sous la nappe de l'Embrunais une écaïlle de Priabonien ultradauphinois, l'« écaïlle d'Église-Vieille », qui chevauche des écaïlles subbriançonnaises. Il s'agit donc d'un écaillage récent, lié à un écaillage du socle en bordure SE du Pelvoux. L'écaïlle d'Église-Vieille est d'ailleurs prolongée, à quelques kilomètres au S, par l'« écaïlle ultradauphinoise de Saint-Sauveur-d'Embrun » chevauchant du Flysch subbriançonnais. L'alignement méridien des deux accidents montrerait un parallélisme de l'accident profond du socle associé avec celui que traduit la faille de la Durance sur le méridien du Plan de Phasy.

En conclusion, sur la transversale topographiquement la plus basse de la dépression de la Durance, la zone des massifs cristallins externes laisse apparaître deux bourrelets marginaux entre lesquels le socle ne doit être nulle part beaucoup plus déprimé.

Leurs styles tectoniques semblent être :

— à l'E, un écaillage intense, aux plis cassants verticaux au moins *pro parte* (écaïlle du Plan de Phasy) ;

— à l'W, une diversité complète de formes anticlinales, soit tranquilles (Barles), soit peut-être plus chaotiques mais devant définir un dôme sous le dôme de la couverture (Remollon), soit probablement à écaillage intense et d'un type analogue à celui des accidents orientaux avec, de plus, reprise du matériel de ces écaïlles dans un accident de couverture (Nibbles) : ces structures occidentales seraient tout au plus déjetées vers l'W ou le SW.

Mais les traits particuliers aux petits pointements du socle qui signalent ainsi la continuité longitudinale du soulèvement dans la zone des massifs cristallins externes à travers la dépression de la Durance ne doivent pas nous cacher le trait principal de la tectonique correspondant à cette dépression : l'existence même du large et profond abaissement d'axe que la ride du socle des massifs cristallins externes présente ici. Les rapports particuliers que cette dépression relative du socle montre avec d'autres grands traits de la tectonique régionale, tant du côté externe que du côté interne, et qui ont été sommairement esquissés au début du chapitre, en éclairent certains caractères ; ils soulignent l'ampleur de l'accident transversal alpin à l'échelle de la chaîne auquel la dépression orographique est associée, et apportent de plus des éléments sur la durée et l'évolution de cet accident.

CHAPITRE V

RELATIONS STRUCTURALES A GRANDE ÉCHELLE DANS LA ZONE PELVOUX-ARGENTERA ET SON ENVIRONNEMENT ALPIN

J. Goguel, dans son *Traité de tectonique* (1952), a décrit une divergence de plis, approximativement rectilignes, du socle des massifs cristallins externes de l'arc des Alpes occidentales, le relais successif de ces plis en laissant du côté extérieur de l'arc montagneux les prolongements méridionaux et l'importance du soulèvement diminuant sur chaque pli en allant du N au S, c'est-à-dire vers l'extérieur de l'arc (fig. 74). Je ne reprendrai pas ici cette remarque. J'ai été conduit de mon côté, à propos des massifs du Pelvoux et de l'Argentera (1951, 1952 c), puis de tout un ensemble de massifs cristallins des Alpes occidentales (1957), à une remarque très différente faisant intervenir la courbure de la chaîne dans le modelé des plis constitués par ces soulèvements.

Le système orographique et tectonique alpin comporte un ensemble de relations de position entre ses grandes structures, dont chacune peut s'exprimer par une loi simple. Une telle relation situe dans la chaîne un vaste groupe longitudinal de massifs cristallins, et une autre distingue dans ce groupe, en le dédoublant longitudinalement, le sous-groupe des massifs cristallins externes de celui des massifs cristallins internes. Mais d'autres relations que ces deux classiques peuvent être décelées. On peut dire par exemple, d'une façon générale, que, dans l'arc des Alpes occidentales, l'amplitude verticale, le rapport d'allongement (l'allongement étant toujours dirigé longitudinalement à la chaîne) et la dissymétrie (définie transversalement) des soulèvements constitués par les divers massifs cristallins sont dans un rapport déterminé avec leur place au sein de l'aire plissée soulevée, constituée par l'ensemble de l'arc montagneux.

Les soulèvements du socle intéressés par mon analyse forment dans la zone externe, avec le Pelvoux, l'Argentera et le dôme de Barrot, l'ensemble des massifs cristallins externes. Cependant, les développements de l'analyse amènent à y inclure aussi les massifs cristallins internes.

On sait que, si les premiers ont toujours été considérés comme incont-

tablement enracinés, autochtones, il n'en est pas de même des seconds. Si, avec R. Michel (1952, 1953) et à la suite des anciens pétrographes italiens, un certain nombre de géologues pensent aujourd'hui que ces massifs cristallins internes, tout au moins dans la région méridionale allant de la vallée d'Aoste aux Alpes cottiennes méridionales, sont autochtones, d'autres géologues continuent à adopter la conception, due à É. Argand, des grandes nappes dont ces massifs ne seraient que des noyaux charriés, de provenance lointaine. Si, à défaut de preuves formelles, les arguments que donne R. Michel apparaissent comme des présomptions suffisantes en faveur de la notion d'autochtonie, de toute manière la question d'un choix préalable entre les deux hypothèses contradictoires ne se pose pas relativement à la définition des relations tectoniques générales décrites ci-après et qui restent dans le cadre de simples faits d'observation concernant le visage actuel des Alpes.

J'examinerai tout d'abord une particularité structurale intéressant les parties soulevées du socle, selon une coupe transversale à la chaîne.

La relation suivante apparaît dans la disposition des soulèvements du socle des zones externes : la distribution des culminations du socle des zones externes obéit à une règle de dissymétrie transversale ; ceci a lieu de telle sorte que, d'une part, s'il se trouve plus d'une culmination du socle tectoniquement distincte sur la même transversale, les altitudes de ces culminations décroissent vers le côté externe (Mont Blanc - Aiguilles Rouges, Pelvoux - Grandes Rousses - Belledonne, Argentera - Barrot si on considère séparément chacun des composants de l'intumescence), d'autre part, chaque massif considéré isolément est en général dissymétrique, les culminations ou lignes de culmination principales en étant à peu près partout rejetées du côté interne. On a vu comment cette deuxième partie de la règle s'applique à l'intérieur du Pelvoux (et de l'Argentera - Barrot si l'on considère l'unité du soulèvement), mais on sait que le versant le plus raide du massif du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges, de Belledonne méridionale y compris le Grand Armet, fait encore face au côté interne.

Une telle dissymétrie transversale se fait jour aussi dans le domaine des massifs cristallins internes où l'on observe au moins la décroissance des culminations selon une transversale à la chaîne pour les deux couples Grand Paradis - Sézia-Lanzo et Ambin - Dora Maira : mais ici les culminations décroissent vers le bord interne.

Il en résulte que, tout en réservant la question de la dissymétrie transversale de chaque unité soulevée isolée, les massifs du socle externe et les massifs cristallins internes pris ensemble s'ordonnent de telle sorte que leurs culminations respectives décroissent de part et d'autre d'une région axiale, en allant vers l'extérieur de la chaîne (fig. 74).

Le modelé général actuel du socle alpin, définissant les massifs cristallins internes et externes, eux-mêmes subdivisés en rameaux plus internes et plus externes, est ainsi précisé dans sa coupe transversale générale.

On sait que, reprenant une hypothèse de M. Gignoux, J. Goguel (1950, puis dans son *Traité de tectonique*), et à sa suite J. Debelmas (1955), J. Debelmas et M. Gidon (1958) ont eu le mérite d'attirer l'attention sur l'existence d'une zone briançonnaise axiale selon laquelle on doit admettre un engoulement en profondeur de la semelle siliceuse des nappes. Il s'agirait d'une sorte de grand synclinal pincé à l'échelle de la chaîne, nécessairement très profond. Un tel accident, s'il se prolonge vers le N, pourrait séparer d'une façon très nette le socle externe soulevé formant les massifs cristallins externes des massifs cristallins internes.

Or, si nous sortons du domaine de la pure géologie de terrain, nous devons noter une interprétation récente d'observations gravimétriques systématiques (S. Coron, 1959), selon laquelle un déficit de masse serait situé à grande profondeur sous les Alpes, de telle sorte que le minimum de pesanteur se localiserait dans la région même de l'arc briançonnais : cette zone minimale est indiquée comme se prolongeant au surplus largement vers le N, entre les massifs cristallins externes et internes. Le minimum est supposé correspondre, selon une conception classique, à un maximum d'épaisseur de l'écorce.

Sous réserve de la validité des interprétations ci-dessus, il semble possible d'émettre l'hypothèse, tout d'abord que la gravimétrie confirme et précise la notion d'un grand accident axial alpin, à valeur synclinale, suggéré par le phénomène de subduction observé pour les formations affleurant dans le Briançonnais. On voit alors se renforcer une idée : un tel accident serait l'axe tectonique des Alpes occidentales. Dans l'état actuel de l'orogène, la correspondance massifs cristallins externes - massifs cristallins internes situerait deux bourrelets anticlinaux marginaux flanquant le synclinal axial et approximativement symétriques, chacun de ces bourrelets étant constitué d'ondulations de hauteur décroissante vers l'extérieur du système d'ensemble et en général elles-mêmes de relief dissymétrique, présentant le flanc le plus raide du côté de l'intérieur du système.

Une deuxième catégorie de faits fait intervenir la courbure du système orographique alpin. C'est à partir d'une transversale passant à peu près par le Saint-Gothard que les Alpes occidentales amorcent, puis dessinent franchement l'arc très prononcé qui les caractérise et les désigne. Cet arc présente dans l'ensemble une courbure de plus en plus forte en s'étendant vers le S, de telle sorte que, dans les Alpes ligures, il se termine replié en hameçon. Ses parties présentent par ailleurs des variations de la courbure plus ou moins localisées et limitées à une portion seulement de la largeur de la chaîne.

L'examen d'une carte au millionième suffit pour voir la corrélation existant entre, d'une part, la forme, l'étendue et l'amplitude verticale des grandes structures du socle externe ou formant les massifs cristallins internes, et, d'autre part, la valeur de la courbure accusée par la disposition géographique des reliefs ou par les lignes directrices du bâti tectonique dans la région environnante. Cette courbure est celle de tout l'édifice alpin entre deux transversales (elle y pourrait être définie, par exemple, par la courbure

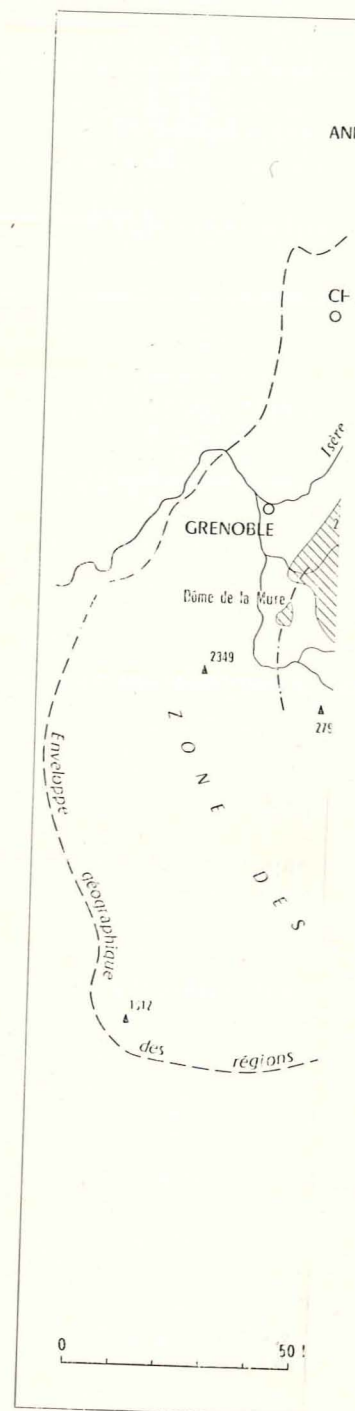
moyenne d'une ligne axiale de la chaîne) ou ne concerne qu'une partie seulement d'une portion de chaîne ainsi isolée (zones longitudinales internes ou externes, par exemple, fig. 74).

On remarque que le massif du Pelvoux se trouve centré sur une transversale à la chaîne formant en quelque sorte l'axe de symétrie géographique de l'arc occidental. Les principales culminations des chaînes des Grandes Rousses et de Belledonne se groupent dans une région étroite contiguë, très voisine de cette transversale. Le Pelvoux marque aussi, dans cette région axiale transversale, un très brusque changement de direction d'ensemble de l'axe de soulèvement de la zone des massifs cristallins externes.

D'autre part, l'intumescence Argentera - Barrot occupe une place qui peut se caractériser comme le lieu de plus forte courbure orographique de la chaîne.

Ainsi, pour les deux grands soulèvements de la zone Pelvoux - Argentera, dont ont été décrites les formes ramassées soit en dôme très puissant (Pelvoux), soit en brachyanticlinal isolé fortement individualisé (Argentera - Barrot), il apparaît une corrélation entre la forme générale et l'amplitude verticale des soulèvements d'une part et l'accentuation de la courbure soit au moins orographique, soit aussi du bâti tectonique de la chaîne.

Cette notion de corrélation se précise en s'étendant plus au N à un groupe de massifs cristallins internes et avec eux, dans une moindre mesure, au socle externe. Les massifs cristallins des Alpes Graies forment, du mont Emilius au massif d'Ambin, un groupe de bombements isolés allongés dans le sens de la chaîne mais sans présenter d'alignement bien défini. R. Michel (1952, 1953) a montré que le principal de ces bombements, le massif du Grand Paradis, était un dôme puissant aux formes presque aussi ramassées que le Pelvoux, ployé en vaste coupole. La relation de ce modèle des massifs cristallins internes en dômes isolés avec la courbure de la chaîne est moins évidente que plus au S, car la courbure est moins marquée ; mais celle-ci affecte surtout le côté interne : il est peu contestable que le Grand Paradis se situe sur un troisième axe géographique privilégié, de même espèce que les précédents. On peut mettre en rapport avec une courbure de zone moins accentuée et plus uniforme la distribution du groupe de dômes isolés dans une aire longitudinalement plus étendue que les intumescences courtes du Pelvoux ou de l'Argentera - Barrot. La corrélation ne reste pas sans effet dans le secteur externe des soulèvements du socle correspondant aux Alpes Graies : il est très remarquable que, dans ce secteur, le massif du Mont Blanc, bien qu'assez allongé, forme une amande très puissamment renflée jusqu'à constituer la principale culmination des Alpes vers un point de courbure de cette zone externe (courbure sans doute faible mais qui apparaît dans le changement de direction de l'alignement des massifs cristallins externes) ; les Aiguilles Rouges doublent encore le Mont Blanc en constituant une culmination correspondante du rameau le plus externe du soulèvement du socle.



F

Hachures serrées : massifs cristallins internes. — *Hachures* du socle dans la zone des en milligals), d'après S. (

LA ZONE « PELVOUX-ARGENTERA »

igne axiale de la chaîne) ou ne concerne qu'une partie portion de chaîne ainsi isolée (zones longitudinales internes exemple, fig. 74).

ue le massif du Pelvoux se trouve centré sur une transver-ormant en quelque sorte l'axe de symétrie géographique al. Les principales culminations des chaînes des Grandes elledonne se groupent dans une région étroite contiguë, ette transversale. Le Pelvoux marque aussi, dans cette sversale, un très brusque changement de direction d'ensem-oulèvement de la zone des massifs cristallins externes. intumescence Argentera - Barrot occupe une place qui peut omme le lieu de plus forte courbure orographique de la

deux grands soulèvements de la zone Pelvoux - Argentera, ites les formes ramassées soit en dôme très puissant (Pel- chyantoclinal isolé fortement individualisé (Argentera - Bar- ne corrélation entre la forme générale et l'amplitude verti- nents d'une part et l'accentuation de la courbure soit au ue, soit aussi du bâti tectonique de la chaîne.

corrélation se précise en s'étendant plus au N à un groupe llins internes et avec eux, dans une moindre mesure, au s massifs cristallins des Alpes Graies forment, du mont if d'Ambin, un groupe de bombements isolés allongés la chaîne mais sans présenter d'alignement bien défini. (1953) a montré que le principal de ces bombements, le Paradis, était un dôme puissant aux formes presque aussi Pelvoux, ployé en vaste coupole. La relation de ce modelé llins internes en dômes isolés avec la courbure de la chaîne e que plus au S, car la courbure est moins marquée ; mais rtout le côté interne : il est peu contestable que le Grand sur un troisième axe géographique privilégié, de même écédents. On peut mettre en rapport avec une courbure centuée et plus uniforme la distribution du groupe de dômes ire longitudinalement plus étendue que les intumescences ux ou de l'Argentera - Barrot. La corrélation ne reste pas e secteur externe des soulèvements du socle correspondant s : il est très remarquable que, dans ce secteur, le massif oien qu'assez allongé, forme une amande très puissamment onstituer la principale culmination des Alpes vers un point ette zone externe (courbure sans doute faible mais qui hangement de direction de l'alignement des massifs cris- ; les Aiguilles Rouges doublent encore le Mont Blanc en culmination correspondante du rameau le plus externe du socle.

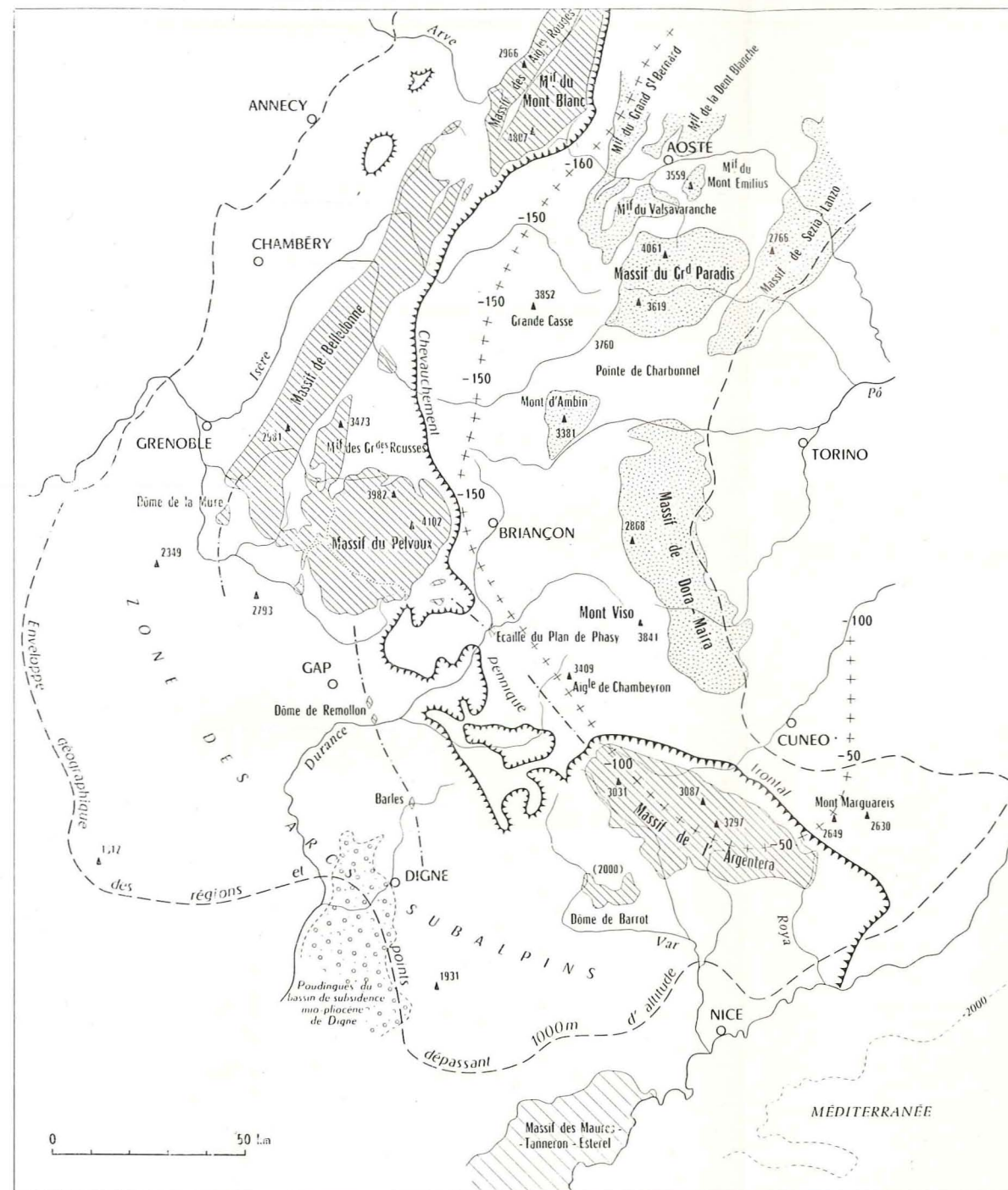


Fig. 74. — Grandes structures dans l'arc des Alpes occidentales.

Hachures serrées : massifs cristallins externes, affleurements du socle antétriasique associé. — *Pointillé* : massifs cristallins internes. — *Hachures espacées* : socle antétriasique provençal. — *Points et tirets* : axes profonds de surélévation du socle dans la zone des massifs cristallins externes. — *Croix* : axe de minimum de pesanteur (valeurs d'anomalies en milligals), d'après S. Coron (1959).

La place du massif de Dora-Maira n'est pas aberrante par rapport à la règle de distribution mise en évidence ci-dessus. Il s'agit d'une part d'assez faibles reliefs ; d'autre part, à l'allongement marqué de ce soulèvement très interne correspond une courbure de zone très atténuée.

Or, de l'autre côté de la chaîne, on observe nettement que les massifs cristallins les plus externes du N des Alpes françaises sont des chaînes allongées et qu'à cet allongement correspond une direction remarquablement rectiligne.

En définitive : à des régions de courbure particulièrement accentuée du bâti orographique ou tectonique, le socle soulevé des Alpes externes et les massifs cristallins internes forment des dômes ou des brachyanticlinaux en association plus ou moins complexe. Là où le plissement est rectiligne, on n'observe plus ces plis courts, mais des chaînes régulièrement allongées. D'autre part, les principales culminations du socle se groupent sur des axes de plus forte courbure ou à leurs abords, formant des sortes d'anticlinoriums plus ou moins bien définis. Aux points où la courbure est la plus accusée s'érigent de gros brachyanticlinaux particulièrement courts, dont la zone des massifs cristallins externes méridionaux fournit les meilleurs représentants dans le massif du Pelvoux et l'intumescence Argentera - Barrot.

Mais il importe de voir encore que, associant à la courbure des caractères franchement opposés aux soulèvements précités, la dépression de la Durance tient une place non moins singulière dans l'arc alpin. Elle aboutit à une zone de la bordure externe dont la courbure générale est très prononcée et, de plus, atteint à cette limite un profond bassin (bassin de Digne) ou son voisinage.

La proposition générale que constituent les divers faits ci-dessus sur les rapports structuraux des accidents du socle et de la courbure de la chaîne contient sa réciproque.

Avec la courbure est introduite plus généralement dans l'orogène alpin une dissymétrie importante. Il semble possible de considérer en relation avec cela certains caractères structuraux à grande échelle de l'arc alpin impliquant directement la zone Pelvoux - Argentera.

Notant tout d'abord que c'est un grand secteur terminal de la chaîne qui accuse la forte courbure définissant l'arc alpin occidental, on voit qu'en allant vers l'extrémité de la chaîne la courbure accompagne une atténuation générale des reliefs à laquelle s'ajoute bientôt leur rétrécissement. Ce faisant, on constate que les massifs cristallins externes, moins élevés que leurs homologues internes dans la région alpine centrale, prennent la prééminence sur les seconds en abordant l'arc de forte courbure générale. Formant même à cet endroit le point culminant de toutes les Alpes et tout en accusant l'abaissement d'axe général des reliefs, en se succédant vers le S, ils prennent une prééminence de plus en plus marquée sur les massifs cristallins internes. Or, l'arc qu'ils forment eux-mêmes montre, avec toutes ses irrégularités, une courbure particulièrement forte. Au contraire, l'arc des massifs cris-

tallins internes apparaît moins recourbé et, dans sa propagation vers le S, montre un ennoyage rapide : il y a alors, soit disparition des structures cristallines en profondeur selon une direction d'arc très tendu, soit au moins un très fort rétrécissement de ces structures d'axe également très abaissé mais dessinant un arc de courbure plus conforme à la courbure générale de la chaîne ; ce dernier cas serait celui où il faudrait considérer que les lames cristallines du « complexe IV » de R. Malaroda (1957) sont une suite méridionale aux massifs cristallins internes des Alpes Graies. D'autres complications sont encore possibles dans la définition d'éventuels prolongements méridionaux des massifs cristallins internes (par exemple : cœur cristallin de l'anticlinal de la zone d'Acceglio-Longet ; voir A. Michard, 1959).

Cependant, la disposition d'ensemble demeure : l'arc des massifs cristallins internes, moins recourbé et s'ennoyant plus vite, vient plus ou moins buter en direction contre l'arc des soulèvements du socle externe. Le massif de l'Argentera se trouve ainsi sans véritable homologue cristallin interne vers une zone qui pourrait définir un contact ou un fort rapprochement.

Or, on constate qu'aux affleurements, à sa bordure NE, le socle du massif de l'Argentera vient chevaucher sa couverture, chevauchement en direction du côté interne alpin qui, nous l'avons vu, n'a pas d'homologue dans le massif du Pelvoux. On peut imaginer que tout ou partie d'un bourrelet interne rejeté en profondeur serait chevauché par le bourrelet du socle externe, encore de forte élévation : le chevauchement du socle externe, visible sur la couverture à la surface, se poursuivrait en profondeur jusqu'à intéresser au moins le flanc externe d'une zone cristalline interne avec les terrains intermédiaires, dans un grand déversement d'ensemble. Un tel chevauchement manifesterait la tendance à un encapuchonnement des zones plus internes par l'arc des massifs du socle externe, en relation avec les caractères de courbure qui ont été décrits.

Mais si nous quittons encore une fois le domaine de la géologie de terrain pour celui de la géophysique, nous voyons de plus qu'il est possible d'envisager une correspondance entre la disposition structurale suggérée par l'observation des affleurements et des données paraissant ressortir de l'étude gravimétrique (S. Coron, *ibid.* ; carte des anomalies de Bouguer, sans précisions dans le texte) : tandis que le déficit de masse se comblerait rapidement, le prolongement S de l'arc des plus fortes anomalies négatives aurait lieu, non plus à travers les zones internes, mais vers la région axiale même du massif de l'Argentera. Si une telle indication gravimétrique est bien exacte, et moyennant la même interprétation que plus haut, on peut en déduire, d'une part, qu'en approchant de l'extrémité recourbée de la chaîne l'abaissement général et le rétrécissement des reliefs accompagneraient l'atténuation et peut-être une fermeture du synclinal axial supposé ; d'autre part, le massif de l'Argentera se trouverait axé anormalement sur la verticale des racines synclinales profondes de l'écorce. En allant vers l'extrémité de l'arc montagneux, le synclinal axial, pris sous le chevauchement du bourrelet des massifs

cristallins externes, et d'ailleurs en même temps pincé à l'extrême, se déverserait du côté interne conformément aux indications de la géologie de surface ; ceci accompagnerait une atténuation de l'amplitude de l'accident.

Au regard des problèmes orogéniques soulevés par l'étude de la zone Pelvoux - Argentera, une autre grande dissymétrie alpine mérite d'être encore tout particulièrement considérée : c'est celle introduite par l'existence même des Internides.

Rappelons tout d'abord qu'au N, dans l'hypothèse de l'autochtonie du massif du Grand Paradis et des massifs cristallins internes voisins, R. Michel (1953) fait des Pennides la couverture écoulee symétriquement vers l'W et vers l'E de ces massifs ; dans ce cas, toute dissymétrie pennique disparaîtrait ici. Cependant, au S, d'autres chercheurs (cf. M. Lantéaume, 1958) attribuent une origine orientale lointaine, « ultra-pennique », à la nappe du Flysch à Helminthoïdes. D'autre part, sitôt dépassé à l'E l'obstacle du massif de l'Argentera, les Internides dans toutes leurs parties occupent toute la largeur de la chaîne et viennent plonger dans la mer : il résulte de ce dernier trait structural, non plus seulement une dissymétrie Alpes internes - Alpes externes, mais une très sensible divergence des directions de plissement entre l'édifice montagneux actuel et l'édifice de nappes. Le soulèvement alpin, selon l'axe des Alpes ligures, apparaît comme un véritable anticlinal de nappes continuant l'arc alpin, à la suite et en fidèle prolongement du massif de l'Argentera, mais « ignorant », en quelque sorte les directions structurales du matériel charrié qu'il a entraîné.

CHAPITRE VI

ÉLÉMENTS SUR L'OROGENÈSE ALPINE DANS LA ZONE PELVOUX-ARGENTERA

Aussi bien dans son existence intrinsèque que dans ses rapports avec l'histoire de la chaîne, l'histoire alpine de ce qui est aujourd'hui la zone Pelvoux - Argentera ne nous apparaît que dans quelques grands traits successifs. La signification orogénique de certains de ces traits paraît cependant importante.

Je n'engloberai, dans la recherche de ces éléments d'histoire orogénique, ni la région des prolongements méridionaux du Pelvoux, ni celle de la dépression du socle alpin-provençal qui sépare, au S, ces prolongements de l'Argentera - Barrot.

Durant tout le Mésozoïque, la région est caractérisée par un contraste permanent entre une zone NW, pelvousienne-dauphinoise, et une zone SE : la première a opposé tout d'abord son Trias réduit, terminé par un épisode volcanique et ses dépôts jurassiques vaseux d'avant-fosse alpine au Trias bien développé de type germanique dominant, sans volcanisme, et à la sédimentation plus littorale du Jurassique provençal de la seconde. Au Crétacé, on ignore encore quel a été le sort précis de la région pelvousienne, mais il est certain que, tandis que la dépression marine s'approfondissait cette fois au S, et qu'il s'y accumulait de puissants sédiments, dans au moins une partie de la zone N ou l'environnant, des épisodes d'émersion avec érosion et plissements se produisaient.

Il y a déjà un siècle que, grâce à Ch. Lory (1860-1864) on sait qu'à la bordure S même du massif du Pelvoux la transgression nummulitique s'est produite sur une région plissée après le dépôt du Jurassique. P. Lory (1894, 1895) devait le préciser et, peu après, P. Termier (1896) considérait que les plissements les plus importants de ceux qui ont donné au massif sa forme actuelle ont précédé le Nummulitique, étant déjà cependant des plis alpins qu'il définissait comme « anté-oligocènes ». Pour Ch. et P. Lory, les mouvements anténummulitiques avaient eu pour résultat de refouler vers le S le Cristallin de la région de Chaillol - Champoléon par dessus le Trias. En réalité, les chevauchements vers le S observables sont étroitement localisés

et doivent s'interpréter comme l'effet de l'entraînement des structures anténummulitiques, non chevauchantes, dans le mouvement de bascule postnummulitique qui a déterminé le flanc S du massif.

Il n'en reste pas moins que la région du Pelvoux a été nécessairement le siège d'une orogenèse et tectogenèse anténummulitiques vigoureuses, aboutissant à des plis verticaux de grande amplitude et à l'érosion capable de dénuder et d'araser énergiquement le substratum antétriasique des anticlinaux avant la transgression priabonienne.

Cependant, on a vu qu'il résulte aussi de la géométrie des structures que la part des mouvements anténummulitiques dans la tectonique du soulèvement actuel est peut-être très restreinte, contrairement à l'idée de P. Termier (idée que j'ai cru pouvoir encore défendre assez récemment : J. V., 1956 a). De plus, le soulèvement anténummulitique n'a pas dû se produire dans les mêmes limites géographiques que le soulèvement postnummulitique.

La question se complique encore, car la tectonique anténummulitique des régions N a laissé les traces de deux phases de déformations et non d'une. Un premier épisode de soulèvements avec plissements locaux a interrompu la sédimentation avant sa reprise au Sénonien, dans le Dévoluy notamment (P. Lory, 1896 et divers travaux antérieurs ; J. Goguel, 1946 ; J. Mercier, 1958 ; J. Sarrot-Reynauld, 1957 ; B. Tissot 1954 ; J. Debelmas et M. Latreille, 1956). Cet épisode orogénique et le suivant, postsénonien-anténummulitique (P. Lory, cité in : P. Termier, 1896 et 1900 ; J. Debelmas et M. Latreille, 1956), observé aussi à peu près dans la même région, sont encore très mal connus. En l'état actuel de l'observation, on ne peut légitimement pas attribuer les effets de la tectonique anténummulitique du Pelvoux à une des phases plutôt qu'à l'autre ; on ne peut ni affirmer, ni nier que les deux aient contribué à son élaboration.

Selon R. Barbier (1956 b), la phase postsénonienne a été responsable de l'édification d'une importante chaîne de montagnes émergée qu'il a baptisée « chaîne arvinche » et apparaît comme la phase orogénique néocrétacée-éocène inférieure prédominante. Cependant, sa remarque selon laquelle les mouvements antésénoniens n'ont pas dû dénuder le socle n'a, jusqu'à présent, qu'une valeur locale : elle est fondée sur l'absence de galets pouvant provenir du socle dans le conglomérat de base sénonien de l'écaille de Saint-Sauveur ; or, ce conglomérat, petit témoin isolé et unique jusqu'ici connu d'une sédimentation détritique d'origine torrentielle, pourrait ne correspondre qu'aux apports d'un cours d'eau local dont le bassin n'aurait pas nécessairement empiété sur des zones voisines d'un socle déjà dénudé (comme par exemple, aujourd'hui, le Paillon, dans les Alpes-Maritimes). D'autre part, la grosseur des éléments du conglomérat sénonien de Saint-Sauveur trahit une érosion de reliefs émergés nécessairement élevés et abrupts, alimentant de gros torrents.

Quoi qu'il en soit, si le massif du Pelvoux a été, en partie ou en totalité, entre le Turonien et le Priabonien, engagé dans au moins un plissement

dont les vestiges révèlent la vigueur, il n'en est pas de même pour la partie SE de la zone Pelvoux - Argentera. La couverture alpine externe qui environne le massif de l'Argentera et le dôme de Barrot s'est trouvée néanmoins prise dans l'émersion finicrétacée et, selon A. Faure-Muret (1955), elle devait aussi s'onduler légèrement (transgression du Nummulitique tantôt sur le Sénonien, tantôt sur le « Poudingue à *Microcodium* »)¹.

D'après les données actuellement connues, la mer nummulitique envahit la région, après le Lutétien moyen, à la fois de l'E, à partir des zones internes, et du S, à partir du « golfe de Vintimille », situé au S du massif de l'Argentera : ce dernier point est à souligner ; un axe soulevé coïncidant avec l'emplacement du futur massif de l'Argentera aurait existé alors et résisté durant un certain temps à la transgression nummulitique. Celle-ci gagnant à la fois vers le N et l'W dans la région SE, et vers l'W dans la région N, devait se briser contre ce qui est aujourd'hui le flanc SE du massif du Pelvoux, limite qu'elle atteignait au Priabonien.

A partir de cette ultime ligne de rivage, le rapide épaissement du Flysch gréseux au SE du massif du Pelvoux trahit le fort approfondissement du bassin marin d'accumulation sédimentaire. Ainsi, une partie du soulèvement anténummulitique s'est beaucoup affaissée sous la transgression tandis qu'au même moment, au NW et à l'W, une région, dont le futur massif du Pelvoux formait comme un cap avancé à la lisière même d'un rebord abrupt de bassin de sédimentation, lui résistait.

La question de savoir quel a pu être l'état final des reliefs côtiers provenant de l'orogénèse anténummulitique dans le domaine du futur Pelvoux, en lisière de la mer priabonienne, avant la surrection alpine postnummulitique, peut prêter à discussion. P. Gidon (1954 b) et R. Barbier (1956 b) pensent que la transgression priabonienne n'a atteint qu'une terre déjà très usée (analogue à la Bretagne actuelle, selon P. Gidon), du fait de l'absence de conglomérat de base généralisé et épais et de la transgression souvent directe sur le Cristallin de calcaires nummulitiques non détritiques. Mais, comme je l'ai exprimé de mon côté (1956 a), la présence de zones localisées de poudingues de base à éléments polygéniques parfois très gros doit signaler l'arrivée de courants fluviaux de forte compétence évoquant des cours d'eau côtiers de type torrentiel alpin, comme ceux des Alpes-Maritimes par exemple, au Pliocène ou actuellement. De tels poudingues, qui se voient à Dourmillouse sous le Flysch épais et à la Rouite dans un secteur de bordure que n'ont pas recouvert les autres formations priaboniennes, indiquent une transgression mordant sur une terre émergée montagneuse, aux versants seuls capables d'alimenter des cours d'eau du type torrentiel voulu : leurs minces épaisseurs peuvent être en rapport avec une vitesse suffisante du mouvement

¹ C. Sturani (*op. cit.* note infrapaginale, p. 227) vient de montrer qu'un socle dénudé et émergé appartenant au massif de l'Argentera a dû également apparaître dès le Crétacé supérieur (*Note ajoutée en cours d'impression*).

de transgression, étant donné que les gros galets ne peuvent cheminer loin en mer avant de se déposer, et aux interfluvies continentaux ne peut correspondre qu'une sédimentation littorale, soit détritique beaucoup plus fine, soit zoogène. Le ravinement du socle par le poudingue priabonien milite aussi indirectement en faveur d'une transgression mordant sur une terre montagneuse. Cependant, conformément aux vues de P. Gidon et R. Barbier, l'arasement des reliefs anténummulitiques lors de la transgression priabonienne a pu être très poussé. La ligne de rivage extrême que nous pouvons situer près de la limite du Priabonien du massif actuel correspond à la plus grande extension du bassin du Flysch vers l'W. Or, il n'est pas interdit de penser que l'accumulation détritique du Flysch, qui a pu, de plus, avoir un caractère de sédimentation subsidente, était en rapport avec les premiers soulèvements importants marquant la naissance du Pelvoux postnummulitique. Avec l'enfoncement du plancher d'une sédimentation subsidente, la ligne de rivage pouvait même se déplacer toujours dans le sens transgressif alors que déjà, au-delà, ressurgissaient des reliefs.

Ainsi quel qu'ait été l'arasement des reliefs anténummulitiques, il semble que la transgression priabonienne se soit brisée contre un Pelvoux naissant. L'existence d'une région pelvousienne restée émergée apparaît alors comme un signe précurseur de la reprise des soulèvements, aboutissant cette fois, avec le rejet de la mer dans les dépressions périalpines externes, au grand paroxysme qui a édifié la chaîne actuelle.

Ce paroxysme alpin, dans la partie S des Alpes occidentales, s'étend jusqu'à nos jours. Son histoire, certainement complexe, reste très obscure faute de données stratigraphiques. On peut néanmoins la diviser en deux phases principales successives, en ce qui concerne ses rapports avec celle des zones internes mitoyennes.

On vient de voir que, dès le Priabonien, le massif du Pelvoux commençait très probablement à surgir en reliefs largement émergés.

Le massif de l'Argentera avait sans doute commencé à se former sous sa couverture dans le tréfonds de la mer nummulitique, où il est même possible que soit resté un seuil plus ou moins profond, provenant de l'immersion d'un axe soulevé contemporain du golfe de Vintimille¹. Mais le « pli de fond » de l'Argentera ne devait s'individualiser, selon A. Faure-Muret (1955), par érosion de ses terrains anciens dévêtus de leur couverture glissée, que pendant la fin du Priabonien. A. Faure-Muret indique que les variations de puissance de l'Éocène supérieur, certaines failles anté-oligocènes et le repos des Grès d'Annot jusque sur le Crétacé supérieur (massif du Tournaiet) témoignent, au voisinage immédiat du soulèvement actuel du massif de l'Argentera, de déformations, voire de plissements et d'érosions immédiatement antérieurs au début du dépôt de l'Oligocène. Il y a donc eu probablement une première

¹ Cf. note infrapaginale de la page précédente pour l'ensemble de cet alinéa (*Note ajoutée en cours d'impression*).

émersion de la couverture, suivie au moins localement d'un mouvement transgressif à l'Oligocène. On doit penser (Ph. Kuenen, A. Faure-Muret, M. Lanteaume et P. Fallot, 1957) que le futur massif n'a constitué dans la mer du Flysch oligocène qu'une modeste île (le dôme de Barrot, quant à lui, n'apparaît que comme un repli tardivement différencié au sein de l'intumescence)¹.

C'est, en tout cas, seulement avec l'individualisation de ses deux grands massifs qu'une « Zone Pelvoux-Argentera » à proprement parler est née.

Entre les deux soulèvements, la région durancienne, bien que destinée à être entraînée aussi dans la surrection générale de la chaîne, devenait une vaste dépression tectonique transversale.

Il n'est pas encore possible de situer avec quelque précision l'époque de l'avancée des nappes internes à travers la zone Pelvoux - Argentera, ni même seulement de savoir dans quelle mesure ce phénomène s'est déroulé sous la mer du Flysch ou à l'air libre. Mais une chose est nette :

Tandis que les nappes peuvent déferler dans la dépression de la Durance, les massifs du Pelvoux et de l'Argentera apparaissent l'un et l'autre comme déjà notablement soulevés, car ces mêmes nappes viennent buter contre leurs flancs. Cette notion importante résulte de tout un ensemble de faits.

Le déversement des plis du socle aux bordures internes de l'un comme de l'autre massif n'atteint pas leurs régions culminantes.

On constate l'absence de toute trace d'élément exotique, interne charrié, dans la couverture actuelle des massifs ou au-delà du côté externe. Le front des nappes subbriançonnaises vient déferler sans doute très exactement contre le massif du Pelvoux, car il serait extraordinaire qu'il ne soit resté aucun lambeau de ses roches exotiques plus à l'intérieur du massif s'il en avait été autrement. En ce qui concerne les lambeaux d'origine encore mal définie du Monnier, à l'W du massif de l'Argentera, s'ils s'avéraient réellement de provenance interne, on voit aisément qu'ils auraient pu venir de l'Ubaye proche, au N.

Dans ce cadre général, le Flysch autochtone de la bordure SE du massif du Pelvoux montre des replis très caractéristiques du glissement différentiel de ses couches, les supérieures avançant sur les inférieures, en rapport avec l'existence d'une butée, constituée par le relèvement de la surface du socle du Pelvoux. Les traces d'une avancée du terme de base du Priabonien sur ce socle précisent cette translation transmettant la poussée des nappes internes. A. Faure-Muret et P. Fallot (1954, 1957), par d'autres voies, ont conclu de leur côté à l'antériorité du soulèvement du socle de l'Argentera par rapport aux dislocations liées à l'avancée des nappes à sa bordure E.

Peut-être plus encore est à considérer l'écrasement des diverses zones

¹ En fait, C. Sturani montre que l'individualisation du massif de l'Argentera, avec un socle dénudé émergé, a dû jouer à l'Oligocène, dans la sédimentation, un rôle plus grand que celui ici impliqué (*Note ajoutée en cours d'impression*).

internes contre les bords des massifs, fait particulièrement spectaculaire en ce qui concerne le massif de l'Argentera (voir R. Malaroda, 1957). Dans ce domaine interne, il semble aussi que le jeu ou l'apparition des failles transversales de décrochement qu'a décelées B. Tissot (1954) dans la zone briançonnaise (Grand Galibier) soit à mettre en rapport avec la butée des nappes contre l'obstacle d'un Pelvoux déjà édifié (et non avec une surrection tardive de ce dernier).

Toutefois, les grandes structures du socle ont continué à s'accuser par la suite pour atteindre leurs amplitudes actuelles. Avec un approfondissement de la dépression durancienne a dû en même temps se poursuivre la surrection des intumescences qui la flanquent, jusqu'à ce que ces dernières atteignent leur relief d'aujourd'hui.

La surrection et le bombement du massif du Pelvoux dans la phase qui a suivi l'avancée des nappes sont même vigoureux : la position de ses écaillés orientales au flanc du dôme le montre. Cette surrection devait se poursuivre avec élargissement de l'aire de soulèvement relatif. L'élargissement et l'accentuation de l'obstacle édifié au front des nappes allaient alors devenir des facteurs de bouleversements nouveaux dans la couverture des nappes : c'est à cette dernière phase de surrection du socle des zones E et S du Pelvoux qu'est à attribuer la surélévation de l'édifice des nappes sur la rive droite de la Durance, édifice dans lequel a été provoqué aussi un début d'écoulement vers l'E (J. Debelmas, 1955).

La même phase de surrection du massif de l'Argentera entraînait des déformations analogues dans le complexe briançonnais charrié de la vallée de l'Ubaye (M. Gidon, 1958)¹.

La mise en place de l'écaille granitique du Plan de Phasy s'insère dans la suite de ces derniers événements. Elle n'a pu qu'être arrachée à une crête du socle sous-jacent ou en représenter un pointement, très vraisemblablement sur la lèvre du rejet de la grande « faille de la Durance ».

La remarque de R. Barbier (1948) sur le redressement tant du Flysch des Aiguilles d'Arves que des diverses unités charriées subbriançonnaises et briançonnaises, affectées dans l'ensemble de forts pendages E, garde tout son sens vis-à-vis d'une tectonique postérieure à l'écoulement des nappes postnummulitiques. La surrection correspondante des massifs cristallins externes, dans la zone Pelvoux - Argentera, ne fait cependant que poursuivre un mouvement déjà en cours.

La possibilité d'une chronologie stratigraphiquement datée, pour l'histoire des mouvements du socle de la zone Pelvoux - Argentera, fait son apparition avec celle des conglomérats mio-pliocènes du pourtour subalpin. Elle reste très vague encore et indirecte ; c'est que, très contradictoirement, elle corres-

¹ C'est à cette phase post-nappes, mais sans doute même à l'un de ses épisodes terminaux, que sont à attribuer les failles tardives bien définies par C. Sturani dans une large région N des bordures du massif (*Note ajoutée en cours d'impression*).

pond à une époque à partir de laquelle, après le dépôt du Flysch oligocène, la zone Pelvoux - Argentera est maintenant entièrement émergée, indubitablement sous l'aspect de reliefs vite vigoureux ; ceux-ci soumis jusqu'à nos jours à la plus active démolition et de plus au rabotage des glaciers quaternaires, ne peuvent même conserver d'éventuels sédiments continentaux, antérieurs au Quaternaire le plus récent, qu'à l'état de raretés.

Mais la première observation que permettent les formations datées auxquelles appartiennent ces conglomérats, tant à l'W (vallée de la Durance) qu'au S (bord subalpin maritime), est qu'elles sont transgressives sur un substratum déjà fortement plissé et arasé et englobant, avec l'Éocène, l'Oligocène là où il existe. Ce fait signale l'existence d'une période d'activité orogénique sur laquelle, jusqu'à présent, nous n'avons aucun repère daté en ce qui concerne la zone Pelvoux - Argentera.

La deuxième observation à laquelle donne lieu plus particulièrement la présence des conglomérats est l'indication de l'existence de reliefs vigoureux, nécessaires à leur alimentation, et occupant la zone Pelvoux - Argentera. Ceci montre que la dernière grande période de la surrection de la zone des massifs cristallins a été, au moins en gros, contemporaine des phases de plissement post-miocènes et post-pliocènes de la zone subalpine (chevauchements sur l'axe Digne - Barles : voir J. Goguel, 1939 ; avancée du chevauchement de Caussols sur le Miocène supérieur : J. Goguel, 1936 ; tectonique du Pliocène niçois : J. V., 1962). L'accumulation sédimentaire du golfe-pontique-pliocène de Digne témoigne d'une démolition intense de reliefs alpins dont les produits sont déversés par une vallée durancienne contemporaine. Or, aujourd'hui, le même processus se poursuit, de telle sorte que l'on peut penser à une vigueur de même ordre des reliefs soumis à la démolition. Parmi ces reliefs se trouvent sans nul doute, en permanence depuis l'époque ponto-pliocène, ceux du massif du Pelvoux. Au S de l'Argentera - Barrot, c'est encore dès le Miocène, au moins le Miocène supérieur, qu'apparaissent les témoins indirects mais irréfutables de puissants reliefs du socle alpin externe, dans les conglomérats de la zone subalpine et du bord alpin externe même (fraction alpine du poudingue de Roquebrune, reconnu miocène : J. Bourcart, 1960 ; très probablement poudingues du mont Cima : J. V., 1962, *ibid.*). Or, la succession des poudingues du N de Nice, jusqu'aux alluvions actuelles du Var, démontre à elle seule par sa granulométrie que les reliefs alimentant le stock des galets n'ont cessé de se reformer au fur et à mesure de leur démolition, en restant toujours à peu près aussi puissants. C'est jusqu'à aujourd'hui que le soulèvement de l'intumescence voisine de l'Argentera - Barrot s'entretient donc, par l'effet d'une activité orogénique permanente à l'échelle de temps considérée ; seuls changent essentiellement à la surface d'érosion l'aspect et l'importance relative des affleurements des diverses unités pétrographiques et stratigraphiques constitutives du socle et de sa couverture, reflétés dans la composition des poudingues successifs.

D'autre part doit être considérée la haute terrasse alluviale du Var, forte-

ment basculée avec son substratum de Muschelkalk à la bordure même du dôme de Barrot, et dont on ne peut pas dire si elle est pliocène ou déjà quaternaire (J. V., 1958) ; mais elle ne paraît pas pouvoir être antérieure au Pliocène. Je me bornerai à remarquer que sa faible hauteur et la composition de ses galets montrent que la forte surélévation relative actuelle du dôme de Barrot à son proche voisinage est postérieure à son dépôt. Il y a donc, sur le terrain même de l'intumescence Argentera - Barrot, au moins localement, une trace de tectonique récente, au plus pliocène, associant le bombement du socle à un plissement (sur lequel je ne poursuivrai pas ici une discussion délicate).

Ainsi, tous les signes d'observations proprement géologiques, pour indirects qu'ils soient, sont en faveur de la notion d'une activité orogénique dans le domaine de la zone Pelvoux - Argentera jusqu'à aujourd'hui même. Or, J. Debelmas (1955) pense que le mouvement de surrection du socle du massif du Pelvoux responsable du soulèvement de l'édifice des nappes sur la rive droite de la Durance dure peut-être encore, et qu'il est à l'origine des séismes fréquents de l'Embrunais, dont l'épicentre serait situé au Plan de Phasy, sur la faille de la Durance.

CONCLUSIONS

I. — Remarques diverses.

La zone Pelvoux - Argentera occupe, à l'extrémité méridionale et exceptionnellement recourbée des Alpes, une situation manifestement très particulière, et il semble que l'accentuation ou la mise en évidence de certaines propriétés structurales de la chaîne y soient de ce fait réalisées.

Ainsi, la netteté avec laquelle, dans la zone Pelvoux - Argentera, des aspects tectoniques remarquables du soulèvement et du plissement sont manifestement en rapport de situation avec la courbure de l'arc montagneux suggère sans doute mieux qu'ailleurs la notion que cette particularité structurale de la courbure introduit des « conditions imposées » importantes au regard de toute théorie orogénique des Alpes.

D'autres caractères structuraux doivent, à mon avis, retenir aussi l'attention. A la lisière même du domaine de la zone Pelvoux - Argentera, c'est une véritable discordance tectonique que dessine le système montagneux actuel avec le système préexistant des nappes internes, alors que tout au contraire, dans ce système montagneux actuel, l'orographie coïncide avec une ossature tectonique du socle fortement ordonnée. Cette coïncidence englobe même le trait structural constitué par le fait que l'arc alpin vient côtoyer la dépression méditerranéenne au SE épousant la direction du rivage, et non en s'interrompant en biseau.

D'autre part, l'histoire géologique alpine de la zone considérée dans son unité semble récente, en ce sens qu'on ne lui voit guère de racines dans la paléogéographie mésozoïque, et même qu'à la fin du Mésozoïque les deux régions constitutives principales de la zone ont suivi deux voies de développement très différentes, voire opposées. Cependant, dès le Nummulitique, les soulèvements qui s'édifient dans la zone Pelvoux - Argentera et la définissent trahissent l'ancienneté relative du processus orogénique structuralement lié au système montagneux actuel. Un tel processus, dont l'histoire engloberait au moins ainsi, semble-t-il, toute la durée du paroxysme alpin pourrait être fondamentalement distinct de celui que traduit la mise en place des nappes internes (les deux orogénèses n'étant toutefois que des développements particuliers d'un même processus orogénique plus général).

Il importe de ne pas perdre de vue que, vis-à-vis du problème orogénique

alpin dans son ensemble, de nombreuses questions restent toujours très obscures. Sur le terrain de la zone Pelvoux - Argentera, ce que l'on sait par exemple de l'histoire et de la place de la ou des deux orogénèses comprises dans la période Crétacé supérieur - Paléocène, qui restent très mal définies, est loin d'être satisfaisant. Mais c'est pour l'ensemble des Alpes, externes et internes, qu'il sera nécessaire de coordonner ces mouvements, d'en préciser le rôle exact, et même de les déceler. De même, le fait que la zone Pelvoux - Argentera ne coïncide apparemment pas avec une unité paléogéographique précise du système géosynclinal alpin du Mésozoïque appelle d'autres recherches.

Parmi les problèmes posés par des événements géologiques survenus dans des régions voisines de la zone Pelvoux - Argentera, il convient encore de citer celui qui est relatif au proche voisinage de la dépression méditerranéenne dont j'ai déjà évoqué la situation géographique : or, les résultats de recherches en nombre croissant (je me bornerai à citer à ce sujet J. Bourcart, 1960) ne conduisent-ils pas à voir, dans ces fonds marins, une ancienne chaîne « provençalo-corse » qui aurait été engloutie vers le Miocène supérieur, à la lisière même du bord subalpin méridional actuel ? Si un tel événement orogénique s'est produit, il ne peut être sans relation avec celui qui, au même moment et à côté, soulevait activement les Alpes, c'est-à-dire ici, principalement, le socle de la zone Pelvoux - Argentera.

Les diverses considérations ci-dessus ne touchent, je l'ajoute, qu'une partie de ce qui pourrait être introduit dans une discussion large sur l'orogénèse alpine, à la lumière de l'étude de la zone Pelvoux - Argentera.

II. — Hypothèse sur la genèse du style tectonique.

Compressions agissant dans un milieu plastique.

Zones de compression et zones de distension.

Parmi les faits que la présente étude me paraît avoir mis en lumière, le plus solidement établi est sans aucun doute le style tectonique des régions soulevées : plastique à grande échelle, se résolvant en un ensemble de déformations beaucoup plus cassantes à petite échelle, et par ailleurs, sans considération d'échelle, « plastique à failles subordonnées ».

Aussi est-ce le seul fait sur lequel je risquerai une hypothèse génétique, après deux remarques que la plasticité du socle et le mode de mise en place de ses parties appellent dans la comparaison avec des résultats de recherches concernant des régions voisines.

Il est extrêmement probable que le caractère principal de plasticité du socle se retrouve au moins en de nombreuses autres régions plissées alpines. Ainsi J. Bellière (1956) écrit, en ce qui concerne le massif du Mont Blanc, que la disposition du haut contact subvertical du Cristallin et des arkoses triasiques « ne peut se concevoir comme le résultat d'un simple jeu d'écaillles

cristallines rigides dans une enveloppe plastique. Elle indique au contraire une déformation continue de la masse cristalline qui a joué dans toutes ses parties. »

Dans la mise en place, plastique à grande échelle, et à accidents cassants subordonnés, que j'ai tenté de décrire pour les régions soulevées de la zone Pelvoux - Argentera, j'ai noté de plus que l'on pouvait observer directement différents modes de déformations, dont le jeu de feuillets parallèles glissant les uns contre les autres. J'ai indiqué que ce mode particulier de mise en place des masses rocheuses jouait un rôle important, mais non prédominant. Je rappelle que Cl. Bordet (1958) a donné, au contraire, les plis du Cristallin de la chaîne de Belledune et de celle des Grandes Rousses comme des accidents cassants spéciaux qui résulteraient du jeu exclusif de glissements de feuillets parallèles : il s'agirait de faux anticlinaux, désignés sous le nom de « claveaux ». Je dois dire que les structures que j'ai pu observer dans les parties S de Belledune interne et des Grandes Rousses ne répondent pas à cette définition et se rangent dans une tectonique de style analogue à celui défini pour les massifs de la zone Pelvoux - Argentera.

Dans le large champ d'observations qu'elles offrent, les formes tectoniques des deux régions soulevées de la zone Pelvoux - Argentera me paraissent très étroitement typiques d'un certain choix des actions génératrices. Les structures des massifs du Pelvoux et de l'Argentera, et aussi du dôme de Barrot, ne peuvent, selon moi, provenir d'une poussée vers le haut agissant par simple translation verticale, ou plus ou moins oblique sur la verticale. Je pense que le caractère géométrique général du plissement dans ses formes types, représenté en coupe à deux dimensions par des anticlinaux en voûtes surbaissées et à flancs raides pinçant des synclinaux étroits, c'est-à-dire, dans les trois dimensions, par des surfaces courbes convexes vers l'extérieur de la masse rocheuse, tendant à se recouper selon des lignes de rebroussement (avec enfoncement maximum de la surface aux jonctions de ces lignes : ombilics), est démonstrative à cet égard : ce caractère géométrique, dans sa généralité, doit d'ailleurs constituer une propriété commune pour un groupe important d'espèces différentes de grandeurs géométriques en voie d'accroissement, quelle que soit l'origine de ce dernier (par exemple : dilatation d'un nuage de vapeur chaude dans l'atmosphère, gonflement plastique provenant d'un afflux de matière de la périphérie, adjonction de rangées parallèles successives sur une base sinueuse).

Or, la tectonique envisagée a eu lieu sans changement d'état du milieu rocheux, ce qui exclut toute notion d'un éventuel changement de volume (et plus précisément d'une augmentation du volume) d'une masse donnée de roche. Les structures tectoniques doivent donc essentiellement provenir ici de compressions horizontales exercées au sein du socle, agissant sur le milieu plastique constitué par ce socle et s'y propageant, comme je l'ai anciennement formulé pour le massif du Pelvoux (J. V., 1951 a).

La notion de déformation sous l'effet de compressions explique au mieux,

je pense, tous les accidents profonds, jusqu'aux plus brisants qui accompagnent des déformations synclinales particulièrement violentes ; ces derniers accidents ne trahissent, dans leurs manifestations cassantes, qu'un dépassement local par les masses rocheuses de leurs possibilités de déformation plastique, en particulier lorsque deux régimes de compressions locales se sont établis, soit simultanément, soit successivement, avec des directions différentes, entraînant des actions secondaires de cisaillement.

L'arrachement de lames du socle, comme de la base compétente de la couverture à des « crêtes » anticlinales profondes fait aussi appel à l'action conjuguée des compressions normales aux axes des anticlinaux et d'autres à composante longitudinale, brisant les anticlinaux ; les esquilles provenant de ce débitage ont pu ainsi être expulsées vers le haut, entraînées avec leur gangue de couverture incompetente. Dans la cuvette de Morges, ces compressions produites dans des directions perpendiculaires se sont développées dans le tréfonds d'une zone ombilicale. Sur l'anticlinal des Rouchoux - Beaufin, elles sont en rapport avec la position très transversale du pli par rapport à la direction de l'ensemble de la bordure SW.

Mais, dans le gauchissement général résultant de la compression qui a abouti à l'assemblage des bombements anticlinaux, de larges zones de la surface du socle ont nécessairement subi une distension qui a été à l'origine d'une tectonique par failles directes conformes. Il semble qu'en général, sauf le cas d'étirements extrêmes, la base des flancs des anticlinaux, près du fond des synclinaux pincés, soit essentiellement caractérisée par un mouvement de bascule avec phénomènes d'extension de la surface nuls ou faibles ; l'extension de la surface, indiscernable d'ailleurs sur certains anticlinaux secondaires, serait ainsi localisée surtout dans des zones élevées des plis, au sommet des voûtes anticlinales.

Cette observation générale sur la tectonique des voûtes anticlinales éclaire celle, particulièrement cassante à petite échelle, et même la présence des grandes failles du dôme de Barrot. Il se trouve que c'est surtout au niveau élevé où doit se développer normalement une tectonique de failles conformes d'extension que l'on observe les structures du dôme de Barrot. Les ébauches de plis anticlinaux, souples à petite échelle, qui s'y voient cependant sont les signes avant-coureurs vers le haut des compressions latérales que l'on est en droit d'admettre plus bas, et la juste constatation de R. D. Schuiling (1956), sur le régime de tensions auquel a dû être soumise la surface du dôme pour expliquer son système de diaclases, confirme bien ce que montre le champ de failles, mais ne saurait s'étendre hors de ce domaine.

On remarque dans chaque cas que, si vis-à-vis des forces de compression le milieu s'est montré plastique, à cette tectonique plastique de replis souples s'oppose une tectonique rigide de ruptures par failles du même milieu vis-à-vis de forces de distension.

L'application de l'hypothèse d'une tectonique par effet général de compres-

sion à l'interprétation de la forme générale des massifs fait intervenir des champs particuliers de compressions.

Le dôme qui constitue le massif du Pelvoux apparaît comme devant sa forme exceptionnellement ramassée et régulière, qui l'inscrit dans une aire géographique subcirculaire, à l'effet de pressions horizontales centripètes venant de toutes parts et à peu près égales entre elles, agissant dans le socle approximativement homogène.

L'existence de bourrelets concentriques, en système conforme au cadre de l'ensemble soulevé du dôme, confirme la notion de convergence des pressions latérales qui ont agi au sein du socle, notion sur l'importance de laquelle il me semble nécessaire d'insister. L'assemblage des bourrelets concentriques représente un cas particulier de faisceau de plis parallèles.

Le système de plis subméridiens de ce massif trahit les effets d'une phase de compression E-W qui, régnant en premier lieu, aurait esquissé au moins les plis méridiens entraînés par la suite dans la formation du dôme ; de là l'aspect d'« emboutissage » de l'extrémité orientale de l'arc externe dans le flanc de l'extrémité S du haut massif.

La forme ramassée de l'intumescence Argentera - Barrot ne peut que traduire un champ de compressions venant de diverses directions, forces centripètes peut-être groupées selon trois directions principales normales aux trois directions moyennes principales des bordures ; il faut cependant tenir compte d'inégalités possibles dans les réactions locales du socle aux compressions, ce que la direction du litage des séries cristallophylliennes à la bordure SW du massif de l'Argentera paraît notamment bien illustrer ; il faut tenir compte aussi de l'évolution du soulèvement, où le dôme de Barrot apparaît comme plus jeune que le massif de l'Argentera. Mais on a vu qu'il existe aussi, dans le massif de l'Argentera, un système de plis parallèles aux bordures : il doit traduire, mais de manière assez imparfaite, la même loi périodique du plissement que les bourrelets concentriques du massif du Pelvoux.

Il est clair que l'hypothèse de la formation des dômes et brachyanticlinaux de la zone Pelvoux - Argentera par compression du socle plastique peut être appliquée à la formation d'autres soulèvements du socle alpin, dans le contexte même de l'ensemble des observations existantes. Ce régime de compressions se traduirait en particulier dans le « rétrécissement généralisé » que R. Michel (1953) attribue à une partie importante au moins de la zone des massifs cristallins internes des Alpes Graies.

Mais, à l'opposé de cette tectonique de compressions groupées en divers systèmes bien définis, on peut admettre que, sur l'axe de la vallée de la Durance, un tel régime de compressions a pu ne pas se développer ; peut-être même, au Néogène, tout au moins dans le bassin de Digne, un changement de signe dans les valeurs du champ de forces a pu y définir dans le socle une zone de distensions en rapport avec la subsidence ici localisée.

On confrontera l'hypothèse ainsi étendue avec les données géométriques concernant les dispositions respectives des soulèvements des zones des massifs cristallins et de la dépression de la Durance dans l'arc alpin.

On voit d'autre part que si, à petite échelle, le champ de compressions responsable d'un plissement est générateur de champs de distension secondaires, à grande échelle il doit coexister aussi des champs de compression et des champs de distension ; ils sont encore sans nul doute en étroits rapports génétiques, mais cette fois pas nécessairement avec un caractère de subordination des uns par rapport aux autres.

APPENDICE

OBSERVATIONS COMPLÉMENTAIRES SUR LES STRUCTURES DU MASSIF DU PELVOUX

A. — *Le synclinal de Surette et son style tectonique.*

Synclinal de Malamort (Voir Chap. I^{er}, Descriptions détaillées, § A 6).

A l'extrémité E des affleurements définissant la région nord-orientale de la cuvette de l'aiguille de Morges, les parois de cristallin du Sirac doivent porter, vers 1.950 m, un lambeau de calcaires schisteux du Lias (bien désignés en éboulis). Ce témoin de couverture isolé, situé à faible distance et au-dessus de la bordure chevauchante antérieurement observée, définit un gradin tectonique amorçant le soulèvement du socle en direction du Sirac, et une cassure subverticale NE, ayant déterminé un couloir immédiatement à l'E, précise ici la nature de l'accident.

Ce lambeau prolongeant aussi les affleurements de la cuvette de Morges vers l'E apporterait, s'il en était besoin, une confirmation de plus de l'extension synclinale dans cette direction (fig. 75).

Or, toute une série nouvelle d'affleurements a pu être observée entre ce point et Les Roux, et entre Les Roux et le glacier de Surette, qui non seulement jalonnent la structure synclinale en confirmant que le Vallon de Chabournéou, prolongé en direction par celui de Surette, est fidèlement axé sur un synclinal dont l'érosion a débarrassé le plus gros du contenu sédimentaire de faible résistance, mais encore jettent de la lumière sur une structure tectonique remarquable (fig. 75).

En remontant le vallon de Chabournéou, on trouve, dès le Clot Civier, émergeant des moraines au pied du flanc d'éboulis de la rive droite, vers 1.750 m, un affleurement de schistes jurassiques formant saillie (on pourrait le confondre de loin avec un cordon morainique, mais il se distingue par sa couleur foncée). Ces schistes sont très redressés (pendages d'environ 60-70° au NNE). Émergeant ensuite des éboulis de cette même rive droite autour de 1.850 m (près de l'issue de la petite gorge où s'encaisse le torrent

au niveau des premiers lacets du chemin de la rive gauche) apparaissent des calcaires massifs du Lias ; ils forment un gros rocher blanc abrupt, un chapelet de petits affleurements disloqués en prolongement et, en position supérieure, des blocs repris en éboulis au milieu de ceux de Cristallin.

On passe ensuite, toujours sur la rive droite du torrent, aux affleurements de Trias et de Lias des Roux pour atteindre, à 2.300 m, un amas de schistes jurassiques émergeant des éboulis, déjections torrentielles et moraines remaniées du torrent de Surette, et garnissant la base de la paroi de Cristallin comme les affleurements des Roux. Y formant tout d'abord une frange, qui court le long du torrent, les schistes s'encaissent ensuite dans le Cristallin, en extrémité de poche axée à peu près WNW. Les contacts Cristallin-Sédimentaire sont partout très raides, probablement en partie chevauchants. Les schistes jurassiques sont schistifiés secondairement ainsi que le Cristallin au contact, la direction de cette schistosité mécanique étant la même dans les deux formations, et recoupant obliquement le contact le long de la frange aval ; on observe aussi une forte intrication des schistes et du Cristallin.

Il est à noter que cet affleurement correspond à l'extrémité d'un affleurement déjà bien vu dans ses grandes lignes par P. Termier (feuille de Briançon au 80.000^e), et dont l'autre partie, à l'ESE, prolongeant en direction le coin encaissé, se retrouve rive gauche du vallon, sensiblement plus haut. Ce secteur rive gauche de la structure montre un affleurement encaissé dans un ravin dont la région inférieure ne comporte plus que du socle ; les schistes jurassiques y sont flanqués, au S, d'un ruban de calcaires schisteux du Lias.

Cependant déjà, vers le SW, l'ensemble des parois de la crête du Jarroux - col du Sirac portent, insérée dans le Cristallin, une remarquable lame de schistes jurassiques associés, au moins vers le bas, à des calcaires schisteux du Lias et des spilites. Elle occupe la grande corniche oblique qui, s'élevant au SE à travers les parois terminales de la pointe de Jarroux, émerge du Quaternaire du fond du vallon au sommet d'un cône d'éboulis (l'anfractuosité des parois de Cristallin où celui-ci est accumulé n'est autre que l'origine aval de l'accident morphologique).

Quant à la formation du ravin précédent, elle est immédiatement suivie vers l'E par un affleurement parallèle indépendant, formant une crête, de calcaires schisteux au sommet desquels s'insère un petit coin de schistes jurassiques, et que l'on voit aussi reposer sur le Cristallin. A leur sommet, les deux affleurements voisins disparaissent sous le petit glacier au bas des parois W du col du Sirac, qui sont entièrement cristallines, et sous l'importante moraine latérale bordant le glacier.

Émergeant de la moraine et séparant un lambeau glaciaire inférieur d'un supérieur correspondant au replat du point 2.939, du Trias associé à des spilites forme alors un gradin très marqué, dessinant la partie supérieure, anticlinale, d'une flexure en escaliers de panneaux cassés et gauchis. Partout

peu épais, ce Trias laisse voir son socle cristallin émerger en boutonnière d'érosion dans la charnière anticlinale. La partie la plus basse de ses affleurements comporte une lisière subverticale de grès de base. Ce Trias porte le chapeau de Lias calcaire du point 2.939, sous lequel il se coince rapidement.

Enfin, de l'autre côté du glacier de Surette, la lame calcaire subméridienne située sur l'arête SSW du pic Jocelme, près du point 2.833, prolonge les affleurements rive droite du vallon à la fois vers le haut et latéralement. Si elle est réellement liasique (et non triasique) dans la masse claire de l'aiguille qu'elle forme, conformément à ma précédente description, elle comporte cependant aussi du Trias incontestable (où existe en particulier la brèche intraformationnelle caractéristique d'un très grand nombre des affleurements régionaux du Trias) (fig. 76). Le calcaire d'apparence liasique repose directement sur le socle cristallin à l'E, au S et aussi à son extrémité N. Le Trias flanque l'aiguille à sa base ; il se prolonge au N en s'incurvant un peu vers l'E, mais ses affleurements se terminent dans le Cristallin avant d'atteindre une proche zone d'éboulis. Avec la torsion apparaît un léger chevauchement du Cristallin du côté E sur le Trias. Ce dernier comprend à sa lisière W des grès et, vers son extrémité N, une mince formation de spilites. Son contact avec le Cristallin, à sa base, est dessiné en dents de scie à l'échelle métrique. L'ensemble est laminé et écrasé. Toute une petite région du socle cristallin au NW apparaît feuilletée et la direction de cette schistosité mécanique fait un angle de l'ordre de 30 à 45° avec celle de la bordure sédimentaire du synclinal pincé.

En définitive, tout d'abord il résulte de la disposition d'ensemble des affleurements maintenant inventoriés dans les vallons de Chabournéou et de Surette que l'architecture actuelle du vallon doit se conformer assez fidèlement aux grandes lignes d'une structure tectonique définie à la surface du socle cristallin. Dans l'ensemble cette structure n'est pas un synclinal pincé, mais un pincement très marqué caractérise tous les synclinaux mineurs identifiants. De plus, ceux-ci sont remarquablement disposés selon cinq branches d'un éventail, convergeant et plongeant leurs axes vers une région étroitement circonscrite près de la jonction du vallon de Surette avec celui de Chabournéou ; pour ce qui concerne l'obéissance de la topographie à la tectonique, on peut ajouter que le vallon du glacier de Chabournéou se présente en fait comme une large corniche, dont la nature de surface structurale du socle en plan incliné, conservée dans le haut sous le glacier, est peu douteuse.

Mes observations nouvelles sur le synclinal de Malamort n'intéressent que la corniche qui traverse la crête de l'Amirée-Bruyère. Du Trias bien visible en place, comprenant des cargneules et associé à des schistes noirs, occupe la partie SW de cette corniche. Aux schistes noirs antérieurement décrits vers l'extrémité NE de l'accident morphologique paraissent s'associer des grès ou des calcaires gréseux.

B. — *Synclinaux de la région amont du torrent de la Sastrière (versant SE du Rocher de l'Yret)*

(voir Chap. I^{er}, Descriptions détaillées, § E) (Fig. 77).

Le flanc W, direct, du synclinal de Mésozoïque du ravin de la Sastrière, caractérisé dans sa section N terminale par une succession stratigraphique normale Cristallin - calcaires liasiques - schistes jurassiques, montre, entre Cristallin et calcaires, de minces lentilles d'une roche d'allure détritique, mais tectonisée, que j'ai précédemment décrite comme un grès ferrugineux laminé. Il s'agit plus précisément d'une brèche à grains de quartz et à matrice vert olive, traversée par des veines de schistes noirs ; je la considérerai provisoirement comme une brèche de base du Lias, dans laquelle la présence des veines schisteuses trahit l'énergique tectonisation subie ; celle-ci se retrouve d'ailleurs dans l'intrication, en de nombreux endroits, des schistes jurassiques avec les calcaires.

Le synclinal de Mésozoïque se ferme à l'amont, toujours chevauché sur son flanc inverse, à l'ENE, par le Cristallin. Des éboulis sur le côté opposé n'empêchent pas de voir le coin de schistes jurassiques par lequel se termine le synclinal, encastré dans la masse cristalline.

Les affleurements du synclinal de Nummulitique commencent alors à petite distance (quelques mètres), mais au-delà d'une digitation de Cristallin qui forme la partie W de la masse encaissant l'extrémité des schistes jurassiques. Le nouveau synclinal est bien encore chevauché à l'ENE par le Cristallin, mais le décalage en prolongement de la bordure chevauchante, en passant d'un synclinal à l'autre, bien que d'un petit nombre de mètres seulement, n'en est pas moins certain. Le synclinal de Nummulitique présente lui aussi, à son flanc direct, une superposition stratigraphique normale : Cristallin - grès grossiers nummulitiques (puissance maximum 1 m) - calcaires nummulitiques - Flysch schisto-gréseux, ce dernier étant chevauché par le Cristallin du flanc inverse. On remarque que, pour une partie, les éboulis signalés plus haut occupent une sorte de dépression dessinant dans le Cristallin une poche indépendante du synclinal de Mésozoïque, mais où vient se terminer le synclinal à remplissage priabonien.

En position topographique un peu plus élevée, et au NW, vers 2.550 m d'altitude, débute à l'aval un affleurement synclinal isolé dans le Cristallin, de calcaires liasiques (une section de Bélemnite douteuse) intriqués avec des schistes de type jurassique. Ce petit pli indépendant des précédents s'allonge en gros parallèlement à eux et est chevauché comme eux par le Cristallin sur son côté ENE ; on peut voir que la surface de chevauchement se prolonge à l'aval, en cassure intracristalline : celle-ci s'efface d'ailleurs vite, un peu avant d'atteindre la bordure de grès nummulitique contre laquelle, les deux structures s'incurvant un peu en sens inverse, sa direction va buter. Des éboulis recouvrent l'extrémité N de cet affleurement synclinal

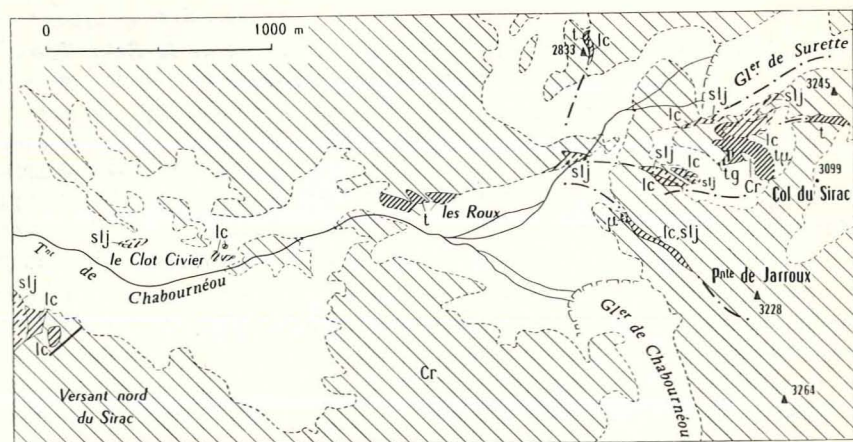


fig. 75

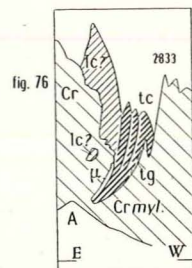


fig. 76

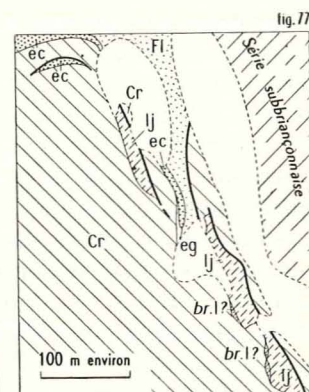


fig. 77

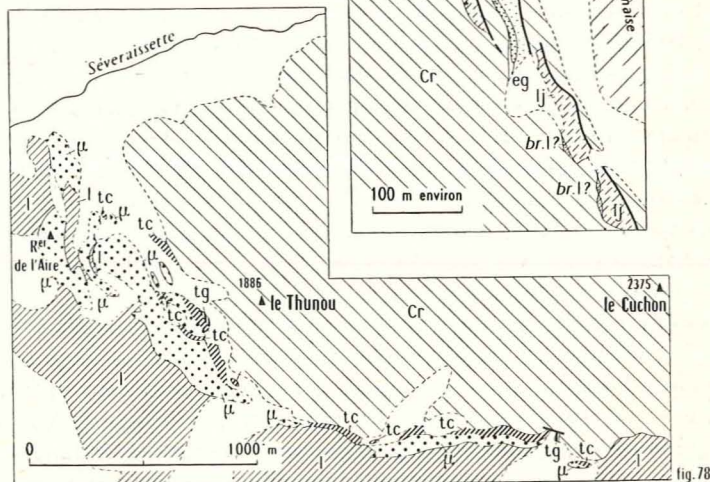


fig. 78

Fig. 75. — Affleurements des vallons de Chabournéou et de Surette.

Fig. 76. — Croquis de l'affleurement triasico-liasique pincé dans le Cristallin de l'arête SSW du pic Jocelme, à l'E du point 2.833.

Fig. 77. — Synclinaux de la région amont du ravin de la Sastrière.

Fig. 78. — Bordure du massif du Pelvoux, de la Séveraissette au versant S du Cuchon.

Points et tirets : prolongements d'axes synclinaux (pour le reste de la légende, voir fig. 4).

de Mésozoïque, mais plus haut, il ne fait pas de doute que l'on retrouve le chevauchement du Cristallin se produisant cette fois, encore dans un affleurement isolé, sur des calcaires nummulitiques. De plus, il vient épouser une courbe quasi parallèle à celle que marque un peu plus haut encore le synclinal de la Sastrière dans son prolongement à la base de l'échelle supérieure de l'Yret. Le petit synclinal ainsi défini, plus intérieur au massif du Pelvoux que celui de la Sastrière, peut être mis en correspondance structurale avec un des replis qui traversent l'arête W de l'Yret.

C. — Bordure W, au S de la Séveraissette

(voir Chap. I^{er}, Descriptions détaillées, § G, 3) (Fig. 78).

La portion de bordure allant du fond de la vallée de la Séveraissette au versant S du Cuchon est principalement caractérisée par une grande épaisseur locale des spilites. Il est de plus très apparent que ces spilites sont ici interstratifiés, à leur base avec le Trias calcaire, à leur sommet avec le Lias, sous son faciès calcaire massif. Les spilites peuvent réaliser avec les calcaires triasiques une série d'alternances serrées (2 à 5 m) ; au sommet de la zone des intercalations triasiques, leur couche au contact des calcaires est truffée de lentilles de ces calcaires.

Le contact socle - couverture, en partie masqué par du Quaternaire, montre cependant la présence très constante du Trias, avec des cargneules assez fréquentes et, au moins par places, des quartzites et grès de base.

Le contact Cristallin - Trias paraît vertical dans le versant Séveraissette, un peu chevauchant par places plus à l'E et enfin, en approchant du Cuchon, très chevauchant : mais on ne peut pas éliminer ici le rôle d'un fort balancement des couches, dans un versant de grande inclinaison et constitué de terrains sédimentaires de mauvaise tenue dans toute sa partie inférieure. Dans cette dernière zone se voient de petites complications tectoniques : des deux côtés du grand ravin supérieur de la Combe Chabel, une brèche tectonique de Cristallin et Trias flanque une faille locale.

Au S même du Cuchon s'atteint une région de disparition tectonique du Trias qui ne réapparaîtra qu'en partie un peu plus loin, au versant W du Barry. Il y a aussi disparition des calcaires massifs du Lias. Cette suppression se produit assez brusquement, mais le Quaternaire qui garnit la grosse croupe au N des Infournas-Hauts en cache les modalités.

Renseignements tectoniques d'ordre général apportés par les nouvelles observations.

Les diverses observations ci-dessus confirment les caractéristiques d'ensemble de la tectonique dégagées par l'étude générale, et plus particulièrement dans le domaine du massif du Pelvoux auquel elles appartiennent.

Deux points sont plus particulièrement à noter.

Le style spécial du synclinal de Surette, dans ses replis mineurs disposés en éventail, illustre avec netteté le caractère plastique de la déformation du socle à cette échelle et l'origine de cette déformation dans l'effet de compressions latérales. Il révèle un aspect spectaculaire d'une telle tectonique.

Par ailleurs, le résultat principal des observations concernant les synclinaux de la région amont du torrent de la Sastrière est de montrer l'indépendance des affleurements du Mésozoïque et du Nummulitique, d'une part dans le synclinal de la Sastrière, où ne se réalise qu'un prolongement imparfait des structures correspondantes, d'autre part dans le petit synclinal parallèle, avec même chevauchement partout du Cristallin sur la couverture, quelle que soit celle-ci. Il en résulte la notion d'une direction localement oblique du plissement postnummulitique sur la trace de plis antérieurs au dépôt du Priabonien (puisque celui-ci s'est déposé ici sur le Cristallin arasé en bordure du Mésozoïque conservé et que les plis postérieurs reprennent l'ensemble selon une direction différente). Parallèlement, le phénomène de chevauchement apparaît comme un produit de la seule tectonique postnummulitique (il est uniforme et, lié à la direction des plis postnummulitiques, il recoupe avec eux la trace des plis antérieurs) et on ne peut voir de signes d'un jeu postnummulitique du plissement antérieur.

BIBLIOGRAPHIE

ABRÉVIATIONS UTILISÉES

- B. C. G. F. : *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France.*
 B. C. G. I. : *Bollettino del Real Comitato Geologico d'Italia.*
 B. R. G. G. M. : *Bureau de Recherches Géologiques, Géophysiques et Minières.*
 B. R. G. M. : *Bureau de Recherches Géologiques et Minières.*
 B. S. G. F. : *Bulletin de la Société Géologique de France.*
 B. S. G. I. : *Bollettino della Società Geologica Italiana.*
 C. R. A. S. : *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences (Paris).*
 C. R. S. G. F. : *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France.*
 M. C. G. F. : *Mémoires pour servir à l'explication de la Carte Géologique détaillée de la France.*
 T. L. G. : *Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble.*

- ALLIX (A.), 1929. — Un pays de haute montagne : l'Oisans. Étude géographique. Paris, A. Collin.
 ALLIX (A.), 1952. — Au sujet de la tectonique des massifs cristallins des Alpes. *C. R. S. G. F.*, p. 229.
 AREVIAN (A.) et CORSIN (P.), 1956. — Sur la présence du Permien inférieur à plantes dans le vallon de Roya (Alpes-Maritimes). *C. R. A. S.*, t. 243, p. 1776 (R).
 BALDACCIO (L.) et FRANCHI (S.), 1900. — Studio geologico della galleria del Colle di Tenda. *B. S. G. I.*, t. 31, p. 33-87.
 BARBIER (R.), 1948. — Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *M. C. G. F.*
 BARBIER (R.), 1956 a. — Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au nord du Pelvoux. *C. R. S. G. F.* (R).
 BARBIER (R.), 1956 b. — L'importance de la tectonique « anténummulitique » dans la zone ultradauphinoise, au nord du Pelvoux : la « chaîne Arvinche ». *B. S. G. F.*, (6), t. VI (R).
 BARBIER (R.) et GABRIEL (O.), 1959 a. — A propos d'une interprétation récente de la structure du « dôme de Remollon » près de Gap. *C. R. A. S.*, t. 249, p. 1122.
 BARBIER (R.) et GABRIEL (O.), 1959 b. — Le style tectonique du dôme de Remollon, près de Gap. *C. R. A. S.*, t. 249, p. 1377.
 BARBIER (R.) et VERNET (J.), 1956. — La tectonique de la bordure nord du massif du Pelvoux. *C. R. S. G. F.*, p. 131.
 BEAUMONT (Élie DE), 1834. — Faits pour servir à l'histoire des montagnes de l'Oisans. *Annales des Mines*, (2), t. V.
 BELLAIR (P.), 1939. — Observations sur le massif cristallin du Pelvoux. *B. C. G. F.*, t. XL, n° 199.

- BELLAIR (P.), 1941. — Sur la structure de la partie nord-ouest du massif du Pelvoux. *C. R. A. S.*, t. 213, p. 843.
- BELLAIR (P.), 1942. — La bordure occidentale du massif du Pelvoux. *B. C. G. F.*, t. XLIII, n° 211.
- BELLAIR (P.), 1943. — Observations sur le massif cristallin des Écrins-Pelvoux. *B. C. G. F.*, t. XLIV, n° 212.
- BELLAIR (P.), 1948. — Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. Le haut massif. *M. C. G. F.* (R).
- BELLAIR (P.), 1951 a. — A propos du comportement et du rôle des massifs hercyniens dans l'orogénèse alpine. *C. R. S. G. F.*, p. 282.
- BELLAIR (P.), 1951 b. — Notes sur le Cristallin de la feuille d'Orcières au 50.000^e. *B. C. G. F.*, t. XLIX, n° 232 (R).
- BELLAIR (P.), 1952. — Observations sur les feuilles d'Orcières, de La Mure et de La Grave au 50.000^e. *B. C. G. F.*, t. L, n° 237.
- BELLAIR (P.), 1953. — La zone des Aiguilles d'Arves au sud du massif central dauphinois. *C. R. A. S.*, t. 237, p. 739.
- BELLAIR (P.), 1954 a. — A propos de la tectonique des environs du Lautaret. *C. R. S. G. F.*, p. 417.
- BELLAIR (P.), 1954 b. — La bordure sud-est du massif central dauphinois. *B. C. G. F.*, t. LII, n° 241.
- BELLIÈRES (J.), 1956. — Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont Blanc. *B. S. G. F.*, (6), t. VI.
- BERTRAND (L.), 1893. — Sur la constitution géologique de la partie septentrionale des Alpes-Maritimes. *B. S. G. F.*, (3), t. XXI.
- BERTRAND (L.), 1894. — Nord du département des Alpes-Maritimes. *B. C. G. F.*, t. VI, n° 38.
- BERTRAND (L.), 1895 a. — Nord des Alpes-Maritimes. *B. C. G. F.*, t. VII, n° 44.
- BERTRAND (L.), 1895 b. — Sur la tectonique de la partie nord-ouest du département des Alpes-Maritimes. *C. R. A. S.*, séance du 8 juillet.
- BERTRAND (L.), 1897. — Étude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. *B. C. G. F.*, t. IX, n° 56.
- BEUF (S.), 1959. — Contribution à l'étude géologique du massif de Soleil-Bœuf. Dipl. Études Sup., Univ. Grenoble (Mém. dactylogr.) (R).
- BLACHE (J.) et BLANCHARD (R.), 1929. — Comptes rendus critiques de A. ALLIX : « Un pays de haute montagne : l'Oisans ». *Rev. Géogr. alpine*, t. 17.
- BORDET (Cl.), 1958. — Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne. Thèse, Paris (texte ronéotypé), publ. en 1961 in *M. C. G. F.* (R).
- BORDET (P.), 1950. — Le dôme permien de Barrot et son auréole de terrains secondaires. *B. C. G. F.*, t. XLVIII, n° 228 (R).
- BORDET (P.), 1956. — Les formations cristallophylliennes des massifs externes entre l'Arc et la Bonne. *B. C. G. F.*, t. LIV, n° 250 (R).
- BOURCART (J.), 1960. — Sur le conglomérat de Roquebrune (Alpes-Maritimes). *C. R. S. G. F.*, p. 200.
- CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE, au 1.000.000^e, 4^e éd., 1957 (4 feuilles).
- CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE, au 320.000^e :
— Feuille Avignon (n° 27), 1943.
— Feuille Grand-Saint-Bernard-Nice (n° 24-28), 1939.
- CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE, au 80.000^e :
— Feuille Briançon (n° 189), 1^{re} éd., 1900 ; 2^e éd., 1933.
— Feuille Gap (n° 200), 1^{re} éd., 1905 ; 2^e éd., 1946.
— Feuille Digne (n° 212), 1^{re} éd., 1899 ; 2^e éd., 1943.

- CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE, au 50.000^e :
— Feuille Saint-Étienne-de-Tinée, 1955.
- CHARDONNET (J.), 1942. — Structure de la bordure sud-ouest de l'Oisans. *C. R. S. G. F.*, séance du 16 février.
- COMTE (P.), 1930. — Sur la géologie du bassin de la Haute-Tinée. Dipl. Études Sup., Univ. Paris.
- CORON (S.), 1959. — Grandes variations de pesanteur dans la région des Alpes occidentales. *C. R. A. S.*, t. 248, p. 3193.
- DEBELMAS (J.), 1953. — Schéma structural du bassin de la Durance, entre Queyrières et Guillestre. *B. S. G. F.*, (6), t. III.
- DEBELMAS (J.), 1954. — Les montagnes entre Vallouise et Guillestre. *Rev. Géogr. alpine*, t. 42, fasc. 2.
- DEBELMAS (J.), 1955. — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre. *M. C. G. F.*
- DEBELMAS (J.), 1956. — Les écaillles de Saint-Clément. *B. S. G. F.*, (6), t. VI.
- DEBELMAS (J.) et GIDON (M.), 1958. — Les coupes du Guil et de l'Ubaye au travers de la zone briançonnaise. Essai de corrélation tectonique. *B. S. G. F.*, (6), t. VIII.
- DEBELMAS (J.) et GIDON (P.), 1950. — Sur la tectonique du versant sud-est du massif du Pelvoux : l'écaille de l'Eychauda. *C. R. A. S.*, t. 231, p. 495.
- DEBELMAS (J.) et LATREILLE (M.), 1956. — Les écaillles de base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun. *B. S. G. F.*, (6), t. VI (R).
- FABRE (J.), FEYS (R.) et GREBER (Ch.), 1955. — L'importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. *B. S. G. F.*, (6), t. V.
- FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.), 1955. — Le col de Tende et le bassin du Rio Freddo. *B. C. G. F.*, t. LIII, n° 246.
- FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.), 1956. — Feuilles Le Boréon et Viève au 50.000^e. *B. C. G. F.*, t. LIV, n° 247.
- FAURE-MURET (A.), 1947 a. — Sur des affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée. *C. R. A. S.*, t. 224, p. 205.
- FAURE-MURET (A.), 1947 b. — Sur la géologie des vallées de Mollières et de Castiglione, massif de l'Argentera-Mercantour. *C. R. A. S.*, t. 224, p. 941.
- FAURE-MURET (A.), 1948. — Tectonique alpine et tectonique antétriasique au nord-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour. *C. R. A. S.*, t. 226, p. 1025.
- FAURE-MURET (A.), 1955. — Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *M. C. G. F.* (R).
- FAURE-MURET (A.) et FALLOT (P.), 1954. — Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du massif de l'Argentera-Mercantour. *B. C. G. F.*, t. LII, n° 241.
- FAURE-MURET (A.) et FALLOT (P.), 1957. — Feuilles Le Boréon, Viève, Saint-Martin-Vésubie et Tende au 50.000^e. *B. C. G. F.*, t. LV, n° 252 B.
- FAURE-MURET (A.), FALLOT (P.) et BOLELLI (Ed.), 1956. — Sur les accidents alpins de la bordure orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. *C. R. A. S.*, t. 243, p. 1813.
- FAURE-MURET (A.) et SUTER (G.), 1949. — Sur la tectonique du revers italien de l'Argentera-Mercantour. *C. R. A. S.*, t. 228, p. 406.
- FRANCHI (S.), 1894. — Relazione sui principali risultati del relivamento geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle campagne 1891-1892-1893. *B. C. G. I.*, vol. 25.

- FRANCHI (S.), 1907. — Osservazioni sopra alcuni recenti lavori sulla geologia delle Alpi Marittime. *B. C. G. I.*, vol. 38.
- GIDON (M.), 1958. — La zone briançonnaise en Haute Ubaye, Haute Maira et Haute Stura. Thèse, Grenoble (texte ronéotypé), publ. en 1962 in *M. C. G. F.*
- GIDON (P.), 1949. — Sur les relations de la zone de Flysch des Aiguilles d'Arves et du massif du Pelvoux. *B. S. G. F.*, (5), t. XIX.
- GIDON (P.), 1951. — Acquisitions nouvelles et considérations générales sur la tectonique du massif du Pelvoux. *C. R. S. G. F.*, p. 268.
- GIDON (P.), 1953. — Sur la tectonique des bordures orientales et méridionales du massif du Pelvoux. *C. R. A. S.*, t. 237, p. 1064.
- GIDON (P.), 1954 a. — Sur la tectonique des environs du col du Lautaret. *C. R. A. S.*, t. 238, p. 520.
- GIDON (P.), 1954 b. — Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientales et méridionales du massif du Pelvoux. *T. L. G.*, t. 3 (R).
- GIDON (P.) et VERNET (J.), 1949. — Un synclinal de Trias au sommet du Pelvoux. *C. R. A. S.*, t. 229, p. 768 (R).
- GIDON (P.) et VERNET (J.), 1952. — Les accidents synclinaux de la haute vallée du Drac de Champoléon. *C. R. S. G. F.*, p. 269.
- GIGNOUX (M.), 1936. — Le prolongement de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves à l'est du Pelvoux. *C. R. S. G. F.*, séance du 23 novembre.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1937. — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *T. L. G.*, t. 21.
- GOGUEL (J.), 1936. — Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *M. C. G. F.*
- GOGUEL (J.), 1939. — Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance. *B. C. G. F.*, t. XLI, n° 202.
- GOGUEL (J.), 1944. — La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. *B. S. G. F.*, (5), t. XIV.
- GOGUEL (J.), 1946. — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *B. C. G. F.*, t. XLVI, n° 223.
- GOGUEL (J.), 1948. — Le massif de Soleil-Bœuf et le repli de Méollion. *B. C. G. F.*, t. XLVII, n° 225.
- GOGUEL (J.), 1950. — La racine de la nappe du Guil et l'éventail briançonnais. *B. S. G. F.*, (5), t. XX.
- HAUDOUR (J.) et SARROT-REYNAULD (J.), 1956. — Sur l'âge et l'extension des terrains houillers dans la terminaison sud de Belledonne. Leurs rapports avec le socle cristallophyllien. *B. S. G. F.*, (6), t. 6 (R).
- HAUDOUR (J.), SARROT-REYNAULD (J.) et VERNET (J.), 1958. — Observations nouvelles sur le Houiller et la molliérésite dans le massif du Mercantour et comparaison avec le Houiller du dôme de la Mure. *C. R. A. S.*, t. 247, p. 716 (R).
- HAUG (É.), 1891. — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *B. C. G. F.*, t. III, n° 21.
- HAUG (É.), 1894. — Feuilles de Digne et Gap. *B. C. G. F.*, t. VI, n° 38.
- KUENEN (P. H.), FAURE-MURET (A.), LANTEAUME (M.) et FALLOT (P.), 1957. — Observations sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. *B. S. G. F.*, (6), t. VII.
- LANTEAUME (M.), 1958. — Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes. *B. S. G. F.*, (6), t. VIII.
- LEMOINE (M.), 1948. — Sur des dislocations de la bordure du massif de l'Argentera-Mercantour. *C. R. A. S.*, t. 226, p. 1027.

- LETOURNEUR (J.), 1943. — Profil en long géologique de la galerie de déviation du Vénéon. Document *B. R. G. G. M.*
- LORY (Ch.), 1864. — Description géologique du Dauphiné. Grenoble et Paris.
- LORY (Ch.), 1878. — Essai sur l'orographie des Alpes occidentales. Paris.
- LORY (P.), 1894 a. — Coexistence dans le massif de Chaillol de dislocations appartenant à deux périodes distinctes. Observation de M. Haug. *B. S. G. F.*, (3), t. XXII.
- LORY (P.), 1894 b. — Note préliminaire sur le massif de Chaillol et les mouvements anténummulitiques qui l'affectent. *C. R. S. G. F.*, séances des 5 et 19 novembre ; *T. L. G.*, t. 3, 2^e fasc.
- LORY (P.), 1894 c. — Observations complémentaires sur les environs de Champoléon. *B. S. G. F.*, (3), t. XXII.
- LORY (P.), 1895. — Feuilles de Vizille, Briançon et Gap. *B. C. G. F.*, t. VII, n° 44.
- LORY (P.), 1896. — Sur la tectonique du Dévoluy et des régions voisines à l'époque crétacée. *C. R. A. S.*, t. 123, p. 383.
- LORY (P.), 1898. — Feuille de Gap. *B. C. G. F.*, t. X, n° 63.
- LORY (P.), 1900. — Massif de la Mure et Dévoluy. 8^e Congr. géol. intern., Paris, Livret-guide.
- LORY (P.), 1902. — Feuille de Gap. *B. C. G. F.*, t. XII, n° 85.
- LORY (P.), 1908. — Massif de l'Oisans. *B. C. G. F.*, t. XVIII, n° 119.
- LORY (P.), 1936. — Caractères du Jurassique dans les écaillies refoulées sur la couverture méridionale du Pelvoux. *C. R. S. G. F.*, séance du 16 mars.
- LORY (P.), 1952. — Quelques observations dans « Belledonne méridionale ». *T. L. G.*, t. 30.
- MALARODA (R.), 1957. — Studi geologici sulla dorsale montuosa compresa tra le basse valli della Stura di Demonte e del Gesso (Alpi marittime). *Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova*, vol. 20 (R).
- MALARODA (R.) et SCHIAVINATO (G.), 1957. — Osservazioni preliminari sui fenomeni di anatessi nel settore italiano del massiccio dell'Argentera. *B. C. G. I.*, vol. 76 (R).
- MALARODA (R.) et SCHIAVINATO (G.), 1958. — Le anatessiti dell'Argentera. *Rendiconti Soc. Miner. Ital.*, t. 14 (R).
- MERCIER (J.), 1958. — Sur l'âge de la phase tectonique « antésénonienne » à l'ouest du Dévoluy. *B. S. G. F.*, (6), t. VIII.
- MICHARD (A.), 1959. — Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la Haute Varaita. *B. S. G. F.*, (7), t. I.
- MICHEL (R.), 1952. — Résultats de l'étude pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sezia-Lanzo. *T. L. G.*, t. 30.
- MICHEL (R.), 1953. — Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sezia-Lanzo. *Sciences de la Terre* (Nancy), t. I, nos 3-4.
- MICHEL (R.) et VERNET (J.), 1956 a. — Les trois formations calcaires du Pelvoux. *T. L. G.*, t. 33 (R).
- MICHEL (R.) et VERNET (J.), 1956 b. — Une cheminée volcanique triasico-liasique en Dauphiné : l'aiguille Fourchée. *C. R. A. S.*, t. 242, p. 3096 (R).
- ORGEVAL (M.) et ZIMMERMANN (M.), 1957. — Possibilités pétrolifères de la zone subalpine. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 12, n° 5.
- PETITEVILLE (P.) et RIVOIRARD (R.), 1959. — Note préliminaire sur la stratigraphie et la structure de la région comprise entre Gap et Seyne-les-Alpes. *C. R. S. G. F.*, séance du 15 juin.
- RAIBERTI (L.), 1898. — Aperçu historique sur le sanctuaire de Notre-Dame-de-Fenestre et sur Saint-Martin-Vésuvie. Coupe géologique. Constitution minéralogique, faune et flore de la haute vallée de la Vésuvie. Nice.

- RÉUNION EXTRAORDINAIRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE, 1956. — Alpes et Provence. *C. R. S. G. F.*, p. 325.
- RICOUR (J.), VAYSSE (A.) et VERNET (J.), 1954. — Renseignements géologiques recueillis dans la galerie d'amenée rive gauche du Vénéon. *Rapport B. R. G. G. M. A* 626 (R).
- ROCCATI (A.), 1925. — Il massiccio cristallino delle Alpi Marittime. *Boll. Club Alpino Ital.*, n° 75 (R).
- SACCO (F.), 1906. — Sur l'âge du gneiss du massif de l'Argentera. *B. S. G. F.*, (4), t. V.
- SARROT-REYNAULD (J.), 1957. — Précisions sur les déformations tectoniques dans le Sud du dôme de la Mure. *B. S. G. F.*, (6), t. VII.
- SCHUILING (R. D.), 1956. — Jointing in the Permian dôme de Barrot. *Geol. en Mijnbouw*, (n. s.), vol. 18, p. 227.
- SITTER (L. U. DE), 1957. — Plis couchés. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol.*, t. 66, fasc. 3.
- TERMIER (P.), 1896. — Sur la tectonique du massif du Pelvoux. *B. S. G. F.*, (3), t. XXIV.
- TERMIER (P.), 1899. — Microgranites de la vallée de la Guisane. *B. S. G. F.*, (3), t. XXVII (R).
- TERMIER (P.), 1900. — Le massif du Pelvoux et le Briançonnais. 8^e Congr. géol. intern., Paris, Livret-guide n° 13.
- TISSOT (B.), 1954. — Étude géologique du massif du Grand Galibier et des Cerces. *T. L. G.*, t. 32.
- VERNET (J.), 1950. — Les limites sud-est du massif du Pelvoux et de l'anticlinal amygdaloïde des Écrins. *B. S. G. F.*, (5), t. XX.
- VERNET (J.), 1951 a. — Le synclinorium de l'aiguille de Morges et le style des déformations alpines du Cristallin du Pelvoux. *B. S. G. F.*, (6), t. I.
- VERNET (J.), 1951 b. — Aspects structuraux de la surface du Cristallin dans la partie occidentale du massif du Pelvoux. *B. C. G. F.*, t. XLIX, n° 232.
- VERNET (J.), 1952 a. — Au sujet du comportement des massifs cristallins externes dans l'orogénèse alpine. *C. R. S. G. F.*, p. 114.
- VERNET (J.), 1952 b. — Les déformations d'âge alpin du Cristallin du Pelvoux à la lumière d'observations nouvelles. *B. S. G. F.*, (6), t. II.
- VERNET (J.), 1952 c. — Feuilles de Saint-Christophe, de La Mure et d'Orcières au 50.000^e. *B. C. G. F.*, t. L, n° 237 (R).
- VERNET (J.), 1953 a. — A propos de quelques structures synclinales et anticlinales du massif cristallin central dauphinois à l'ouest du Pelvoux. *C. R. S. G. F.*, p. 20.
- VERNET (J.), 1953 b. — Observations diverses sur quelques structures synclinales à affleurements sédimentaires du massif cristallin dauphinois à l'ouest du Pelvoux. *B. C. G. F.*, t. LI, n° 239 (R).
- VERNET (J.), 1954 a. — Sur divers aspects et structures de la couverture nouvellement observés entre Vénosc, Bourg-d'Arud et Saint-Firmin-en-Valgaudemar. *B. C. G. F.*, t. LII, n° 241.
- VERNET (J.), 1954 b. — Idées nouvelles sur la tectonique du massif du Pelvoux et de ses annexes (dôme haut-dauphinois). *Bull. Soc. Études Hautes-Alpes*, n° 46.
- VERNET (J.), 1955 a. — Sur deux affleurements nouveaux de Houiller à l'ouest et au sud du Pelvoux. *C. R. S. G. F.*, p. 275 (R).
- VERNET (J.), 1955 b. — Étude tectonique de la région d'Entraigues-en-Valbonnais. *T. L. G.*, t. 32.
- VERNET (J.), 1956. — Le plissement anténommulitique du Pelvoux. *B. S. G. F.*, (6), t. VI.

- VERNET (J.), 1957. — Sur une propriété structurale du socle de l'arc des Alpes occidentales. *C. R. S. G. F.*, p. 155.
- VERNET (J.), 1958. — Sur la tectonique du socle permo-werfénien du dôme de Barrot. *T. L. G.*, t. 34 (R).
- VERNET (J.), 1959 a. — Sur la tectonique du haut-vallon de Méollion. L'écaille de Cédéra. *T. L. G.*, t. 35.
- VERNET (J.), 1959 b. — Les synclinaux de Trias intérieurs et les structures majeures du soulèvement de l'Argentera. *C. R. A. S.*, t. 249, p. 1696.
- VERNET (J.), 1959 c. — Sur les grands traits de la tectonique alpine de la bordure du socle du massif de l'Argentera dans la vallée de la Tinée. *C. R. A. S.*, t. 249, p. 1780.
- VERNET (J.), 1959 d. — Sur les grands traits de la tectonique alpine de la bordure du socle du massif de l'Argentera dans les vallées de la Vésubie et de la Roya. *C. R. A. S.*, t. 249, p. 1917.
- VERNET (J.), 1961. — Le Trias dans la zone externe des Alpes maritimes. In : Colloque du Trias. *Mém. B. R. G. M.* (R).
- VERNET (J.), 1962 a. — Sur l'existence probable d'une ride anticlinale du socle unissant les massifs de Tanneron et de l'Argentera. *C. R. S. G. F.*, p. 140.
- VERNET (J.), 1962 b. — Contribution à l'étude du Pliocène niçois. *T. L. G.*, t. 38.
- VERNET (J.), 1963. — Remarques sur le Permien du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot. *T. L. G.*, t. 39 (R).

TABLE DES ILLUSTRATIONS

FIGURES

Figures	Pages
1. — Les massifs cristallins alpins externes au S du Mont Blanc et leur place dans l'arc alpin	5
2. — Le massif du Pelvoux et ses rapports avec les structures voisines (du chevauchement pennique frontal à Belledonne)	20
3. — Régions élevées du mont Pelvoux et zones limitrophes au SE et à l'E (carte-esquisse et coupe).	24
4. — Bordures du socle au S de La Grave et de Villar-d'Arène et coupes à travers le synclinal de La Grave	27
5. — Miroir de faille local du « chevauchement de la Meije », avec stries et cannelures fortement redressées.	29
6. — Les structures synclinales du col des Ruillans et abords du col de la Lauze	30
7. — Relations synclinales à travers la vallée du Vénéon	31
8. — Cuvette de Morges et ses diverses liaisons synclinales. . . .	34
9. — Disposition géographique des écaillés de couverture superposées de la région W de la cuvette de Morges.	36
10. — Région W de la cuvette de Morges	37
11. — Région W de la cuvette de Morges. Disposition des flancs du socle antétriasique	38
12. — Extrémité W de la cuvette de Morges	40
13. — Synclinaux du torrent de Trouba et de la Draye des Lauzes et anticlinal du Chapeau.	40
14. — Région NE de la cuvette de Morges.	42
15. — Accidents de la crête de la Planta, de l'aiguille de la Lavine et abords (croquis).	43
16. — Le synclinal de Surette (croquis)	47
17. — Les régions de bordure SE du massif du Pelvoux.	51
18. — Le synclinal d'Ailefroide et structures avoisinantes	54
19. — Région Rif-Arcas-Yret-Eychauda	56
20. — Région Rif-Eychauda-Agneaux-Combeynot et synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène	60
21. — Structures observées aux bordures NE du pic des Agneaux et de l'extrémité SE du Combeynot (vallon des Grand et Petit Tabuc et Têtes de Sainte-Marguerite).	61

Figures	Pages
22. — Coupes par les Têtes de Sainte-Marguerite et la pointe du Riéou d'Arsine	62
23. — Les accidents de l'éperon E du pic 3215 de Chamoissière (esquisse cartographique et coupes).	66
24. — Partie N du synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène et bordures du brachyantoclinal des Écrins et du Combeynot de part et d'autre de son ouverture	68
25. — Coupes à travers les synclinaux du Ravin de l'Homme et du Ravin de Selle Vieille	69
26. — Coupes à travers le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène.	71
27. — Accidents synclinaux des abords du col du Lac (croquis)	74
28. — Région sommitale du plateau de Paris.	76
29. — Les affleurements entre le Peyrou d'Amont, le Chazelet et le plateau de Paris.	77
30. — Le flanc SE du synclinal des Masserelles et l'accident de Pré Veyraud (croquis schématiques)	79
31. — La région plateau de Paris — Mont-de-Lans — Vénosc — Jandri; disposition générale des affleurements et des structures (cartes et coupes)	81
32. — Le synclinal de Vénosc, de Vénosc au col de la Muzelle, et le synclinal de la Coche de Lanchâtra (esquisse cartographique et coupes)	85
33. — Synclinal de Vénosc. Affleurements observés de part et d'autre du Vénéon	87
34. — Le synclinal de la Coche de Lanchâtra et le synclinal de Vénosc dans la région du lac de la Muzelle	91
35. — Accident de l'éperon NE de la Tête de la Muraillette.	94
36. — Région du pic de Valsenestre, entre Valsenestre et Le Désert-en-Valjouffrey	99
37. — Synclinal de Vénosc entre la Bonne et la Séveraisse	101
38. — Affleurement synclinal entre Villard-Loubière et Navette	103
39. — Coupes synclinales du col de la Muzelle au col de Méollion.	104
40. — Région du Haut Drac de Champoléon (col de la Vallette, col des Bouchiers, col de Méollion).	108
41. — Affleurements du vallon de la Selle.	114
42. — Schéma cartographique et coupe au col des Bouchiers	115
43. — Position de la formation de calcaires gréseux schistoïdes des vallons de la Saume et de l'Ale	116
44. — Coupe du synclinal sous les Plates de Charvet.	117
45. — Les écailles et plis couchés de la région Rif-Yret (coupe, croquis de détail).	121
46. — Coupes à travers la partie méridionale de l'écaille du Peyron des Claux	139
47. — Affleurements synclinaux de la vallée de la Séveraisse entre Villard-Loubière et Saint-Maurice-en-Valgaudemar	142
48. — Le synclinal du Drac à Champoléon et structures voisines	145
49. — Deux coupes à travers le synclinal du Drac à Champoléon et les replis du versant SE de Chaillol	146

Figures	Pages
50. — Région des Rouchoux et abords.	148
51. — Bordure du massif du Pelvoux, secteur SW	150
52. — Bordure S du massif du Pelvoux. Position de la base du Priabonien	154
53. — La zone Rochail - Clapier du Peyron	158
54. — Le synclinal de Valsenestre et les accidents de la brèche de Lauvitel (carte).	159
55. — Le synclinal de Valsenestre et les accidents de la brèche de Lauvitel (croquis et coupe).	160
56. — Séries de coupes E-W, du Rochail au pic de Valsenestre.	162
57. — Région d'Aspres-les-Corps — Beaufin. Affleurements observés.	168
58. — Zone de l'Arcanier — La Chapelle-en-Valjouffrey — Entraigues-en-Valbonnais	170
59. — Accidents observés à la fermeture S du synclinal du col d'Ornon (carte, coupes à travers l'accident des Drayes).	172
60. — Les boutonnières de Fournel et de Dourmillouse.	175
61. — Région Grand Capelet — cime du Diable — cime de la Vallette.	194
62. — Affleurements entre la cime de Giraud, le col Ferrière et La Bolline-Valdeblore.	196
63. — Affleurements synclinaux de Trias et accidents intracristallins associés entre le Pas de Lausfer et le col Ferrière	197
64. — Extrémité SE du massif de l'Argentera	202
65. — Synclinaux du Veij del Bouc et du col de Sabbione (cartes et coupes)	204
66. — Extrémité NW des affleurements du massif de l'Argentera (arête faîtière et versant français) [carte d'ensemble, coupes des synclinaux].	207
67. — Failles de bordure au N du vallon de Saint-Dalmas.	208
68. — Les structures du socle et du Trias inférieur dans le vallon de la Roya (carte d'ensemble et coupe le long de la rive gauche)	209
69. — Région mont Gravières-Rougios.	210
70. — Parties centrale et S de l'anticlinal du mont Ténibres et zone de plis de son flanc SW	211
71. — Environs de Saint-Sauveur-sur-Tinée	214
72. — Coupes à travers les plis de la région de Saint-Sauveur-sur-Tinée, avec croquis de détail	215
73. — La bordure du massif de l'Argentera entre le col Saint-Martin et la vallée de la Gordolasque	219
74. — Grandes structures dans l'arc des Alpes occidentales.	255
75. — Affleurements des vallons de Chabournéou et de Surette.	276
76. — Croquis de l'affleurement triasico-liasique pincé dans le Cristallin de l'arête SSW du pic Jocelme, à l'E du point 2833.	276
77. — Synclinaux de la région amont du ravin de la Sastrière	276
78. — Bordure du massif du Pelvoux, de la Séveraissette au versant S du Cuchon	276

PLANCHES EN POCHETTE

Pl. 1. — Le massif du Pelvoux (cartes schématiques générales).

A : Distribution des affleurements.

B1 : Aspects généraux du soulèvement et du plissement du socle.

B2 : Distribution des chevauchements du socle antétriasique sur la couverture.

Pl. 2. — Le soulèvement Argentera-Barrot.

A : Distribution des affleurements. Le massif de l'Argentera et le dôme de Barrot.

B : Éléments tectoniques du soulèvement et du plissement du socle.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION.	1
I. — Généralités. <i>La notion de socle dans les Alpes occidentales externes. Le domaine des recherches exposées dans l'ouvrage</i>	1
II. — Définition et situation de la zone Pelvoux-Argentera.	4
III. — Les roches de la zone Pelvoux-Argentera	7
1. Le socle antétriasique.	7
2. La couverture	11
IV. — Composition stratigraphique du socle tectonique régional.	16
CHAPITRE PREMIER. — LES STRUCTURES TECTONIQUES DANS LES RÉGIONS SOULEVÉES DU SOCLE. I. — LE MASSIF DU PELVOUX	17
I. — Les étapes de la connaissance.	17
II. — Esquisse générale du massif. Sa place dans le groupe des massifs cristallins dauphinois. Ses particularités	19
III. — Descriptions détaillées.	22
A. — Le brachyanticlinal des Écrins et ses bordures synclinales.	22
1. Définition et limites. Description d'ensemble.	22
2. Indications sur la tectonique des parties élevées	23
3. L'éperon anticlinal de Villar-d'Arène	26
4. Le synclinal de la Grave et les structures synclinales de la bordure W du brachyanticlinal	26
5. Limites S. La cuvette de l'aiguille de Morges : carrefour de jonction entre le synclinal de Vénosc et ses prolongements	33
6. Limites S et SE. Les synclinaux du glacier de Surette et d'Ailefroide	46
7. La bordure E et le dôme des Agneaux	55
8. La bordure NE et le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène	64
9. Précisions apportées à la description de l'ensemble par l'étude détaillée.	71
B. — La région occidentale du haut massif et le synclinal de Vénosc, de la Romanche à Navette	73
1. Esquisse géographique. Généralités.	73

	Pages
2. Données sur la tectonique des parties élevées au N du Vénéon	73
3. Le front d'envoyage N avancé du massif du Pelvoux	75
4. Le flanc W de la zone du plateau de Paris et du Jandri et ses accidents synclinaux	80
5. Le synclinal de Vénosc, de Mont-de-Lans au lac de la Muzelle et le synclinal de la Coche de Lanchâtra	84
6. Notion et vestiges d'un synclinal du Vénéon	96
7. La zone Muzelle-Olan et le synclinal de Vénosc, du lac de la Muzelle à Navette	97
C. — Le Sirac et les terminaisons S du haut massif et du synclinal de Vénosc	105
D. — Les écaillles intérieures orientales et le Combeynot	120
1. La zone de Clouzis-Arcas-Eychauda	120
2. Le Combeynot	123
E. — Les écaillles NE extérieures (zone de la Croix de Cibouit-La Madeleine) et la terminaison NE du système synclinal de Vénosc	127
F. — L'écaillle du Peyron des Claux-pointe de Claphouse	133
G. — L'arc externe méridional	140
1. Définition. Géographie. Généralités	140
2. L'allure tectonique des parties élevées et les synclinaux transversaux du Bas Valgaudemar et du Val Estrèche-Champoléon	141
3. Les bordures. Tectoniques anténummulitique et postnummulitique du socle à la bordure S	147
4. Aspects généraux de la masse anticlinale	155
H. — La zone du Clapier de Peyron et du Rochail (secteur N de l'arc externe), de la jonction avec les Grandes Rousses à son prolongement S déprimé de Beaufin	156
1. Définition. Généralités	156
2. Les anticlinaux du Clapier de Peyron et du Rochail. Données sur la tectonique des parties intérieures du renflement principal	157
3. La zone déprimée de jonction avec les Grandes Rousses	163
4. La bordure occidentale jusqu'à la vallée de la Bonne. Le synclinal pincé de Valsenestre	164
5. Le prolongement déprimé des Rouchoux-Beaufin	167
I. — La région occidentale extrême du massif du Pelvoux (zone de l'Arcanier et de La Chapelle-en-Valjouffrey) et sa jonction avec Belledonne	169
J. — Les contreforts SE dans les boutonnières d'érosion du Fournel et de Dourmillouse	174
IV. — Aspects généraux du système des structures constituant le massif du Pelvoux	176
V. — La tectonique globale	178

	Pages
VI. — <i>Styles et relations mutuelles des structures tectoniques postmésozoïques superposées aux bordures S, SE et E. Rapports avec la tectonique globale.</i>	178
VII. — <i>Les chevauchements. Origine postnummulitique des écaillles orientales.</i>	181
VIII. — <i>Traces d'actions tectoniques successives dans le domaine de la tectonique globale.</i>	185
CHAPITRE II. — LES STRUCTURES TECTONIQUES DANS LES RÉGIONS SOULEVÉES DU SOCLE. II. — LE MASSIF DE L'ARGENTERA ET SON DÔME SATELLITE DE BARROT	187
I. — <i>Historique des recherches</i>	187
II. — <i>Vue d'ensemble sur le soulèvement Argentera-Barrot. Sa position isolée. Esquisse générale.</i>	188
III. — <i>Descriptions détaillées</i>	192
A. — Le massif de l'Argentera	192
1. Notions sommaires sur la tectonique des régions intérieures. Les synclinaux intérieurs	192
2. La bordure occidentale. Les accidents du front d'envoyage axial NW et le faisceau de plis de la vallée de la Tinée	206
3. La bordure monoclinale S	218
4. Le front d'envoyage axial SE et ses éléments d'enveloppe anticlinale concentrique	221
5. La bordure NE	226
B. — Données résumées sur le dôme de Barrot	227
IV. — <i>Aspects tectoniques généraux de l'intumescence Argentera-Barrot</i>	228
CHAPITRE III. — LES STRUCTURES TECTONIQUES DANS LES RÉGIONS SOULEVÉES DU SOCLE. III. — LES ASPECTS GÉNÉRAUX	233
I. — <i>Aspects comparés des deux systèmes plissés soulevés, dans leurs particularités géographiques</i>	233
II. — <i>Caractères généraux des déformations. Le style tectonique.</i>	234
1. Mode d'association des plis. Anticlinaux à sommets surbaissés et synclinaux pincés. Ombilics	234
2. Rôle subordonné des failles dans une tectonique plastique	237
3. Remarques relatives à la bordure priabonienne du Pelvoux	239
4. Rôle de la présence d'une couverture dans la détermination du style	239
5. Rapports du plissement exprimé à la surface avec les structures intérieures au socle antétriasique	241

	Pages
6. Rôle des plis couchés par déformation ultérieure. Généralisation	244
7. La question du rejeu de plissements antérieurs. Age postnummulitique du dôme du Pelvoux.	245
CHAPITRE IV. — GRANDS TRAITS DE LA TECTONIQUE DANS LA DÉPRES- SION DE LA DURANCE. LES PROLONGEMENTS MÉRIDIIONAUX DU PELVOUX.	247
CHAPITRE V. — RELATIONS STRUCTURALES A GRANDE ÉCHELLE DANS LA ZONE PELVOUX-ARGENTERA ET SON ENVIRONNEMENT ALPIN.	251
CHAPITRE VI. — ÉLÉMENTS SUR L'OROGENÈSE ALPINE DANS LA ZONE PELVOUX-ARGENTERA	258
CONCLUSIONS	266
I. — <i>Remarques diverses</i>	266
II. — <i>Hypothèse sur la genèse du style tectonique. Compressions agissant dans un milieu plastique. Zones de compression et zones de distension.</i>	267
APPENDICE. — Observations complémentaires sur les structures du massif du Pelvoux	272
A. — Le synclinal de Surette et son style tectonique. Syn- clinal de Malamort	272
B. — Synclinaux de la région amont du torrent de la Sastrière (versant SE du rocher de l'Yret).	275
C. — Bordure W, au S de la Séveraissette	277
<i>Renseignements tectoniques d'ordre général apportés par les nou- velles observations</i>	277
BIBLIOGRAPHIE	279
TABLE DES ILLUSTRATIONS.	287
TABLE DES MATIÈRES	291

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE
CH. BÉRANGER
Paris — N° 1521
Dépôt légal : 4^e trimestre 1965

Imprimé
en France

IMPRIMERIE BARNÉOUD S. A.
LAVAL (Mayenne)
N° 5037. — 11-1965.

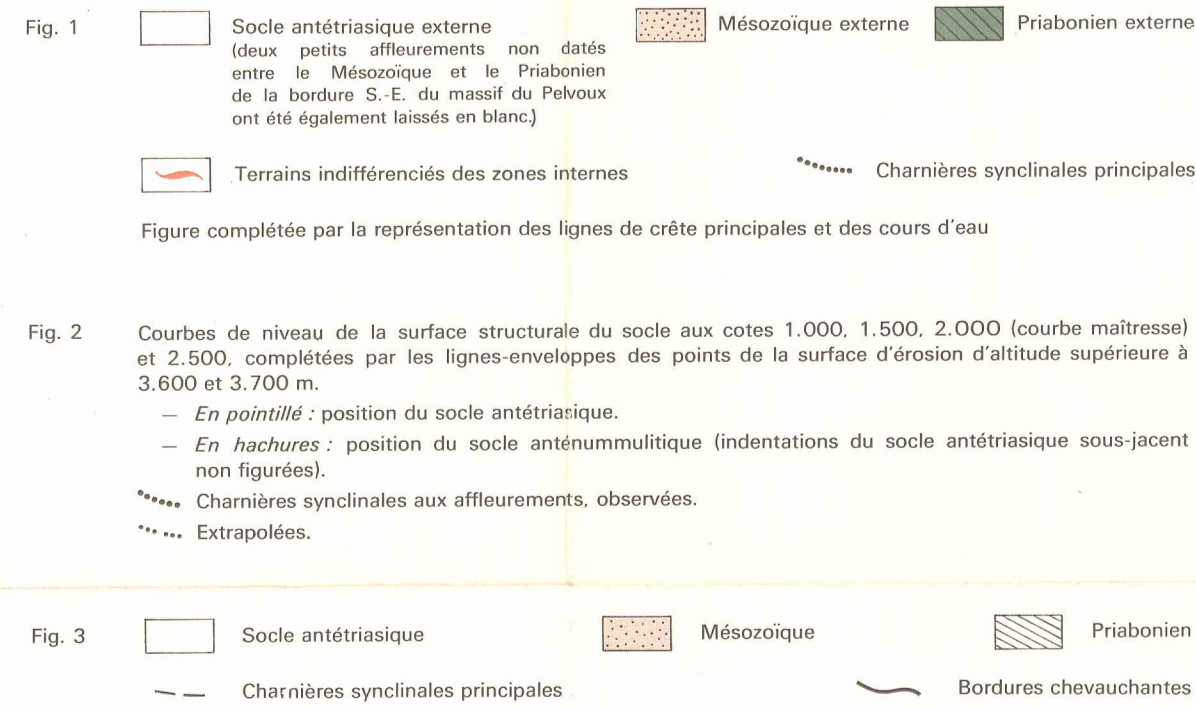


PLANCHE 1

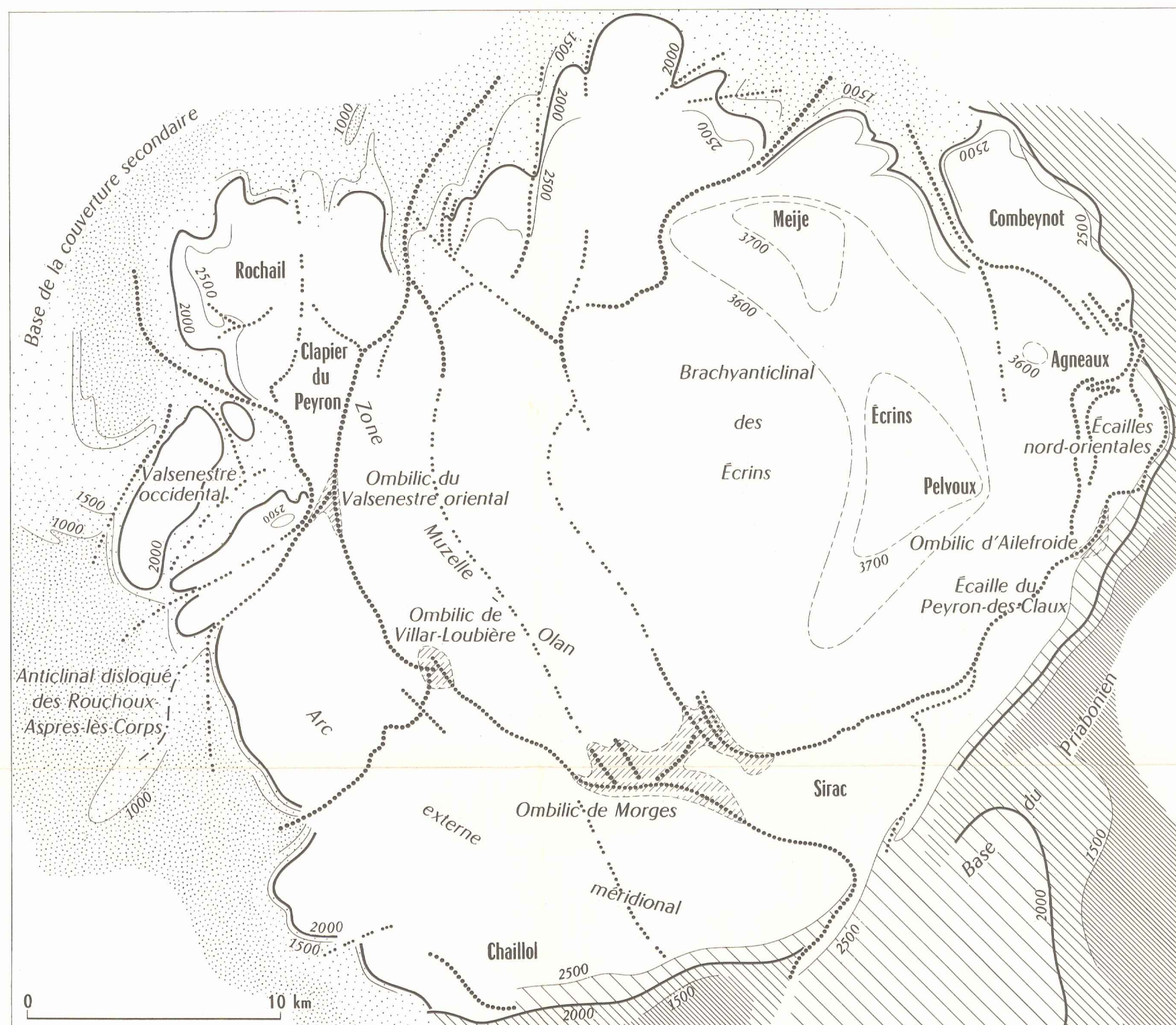
LE MASSIF DU PELVOUX CARTES SCHÉMATIQUES GÉNÉRALES

par
Jean VERNET

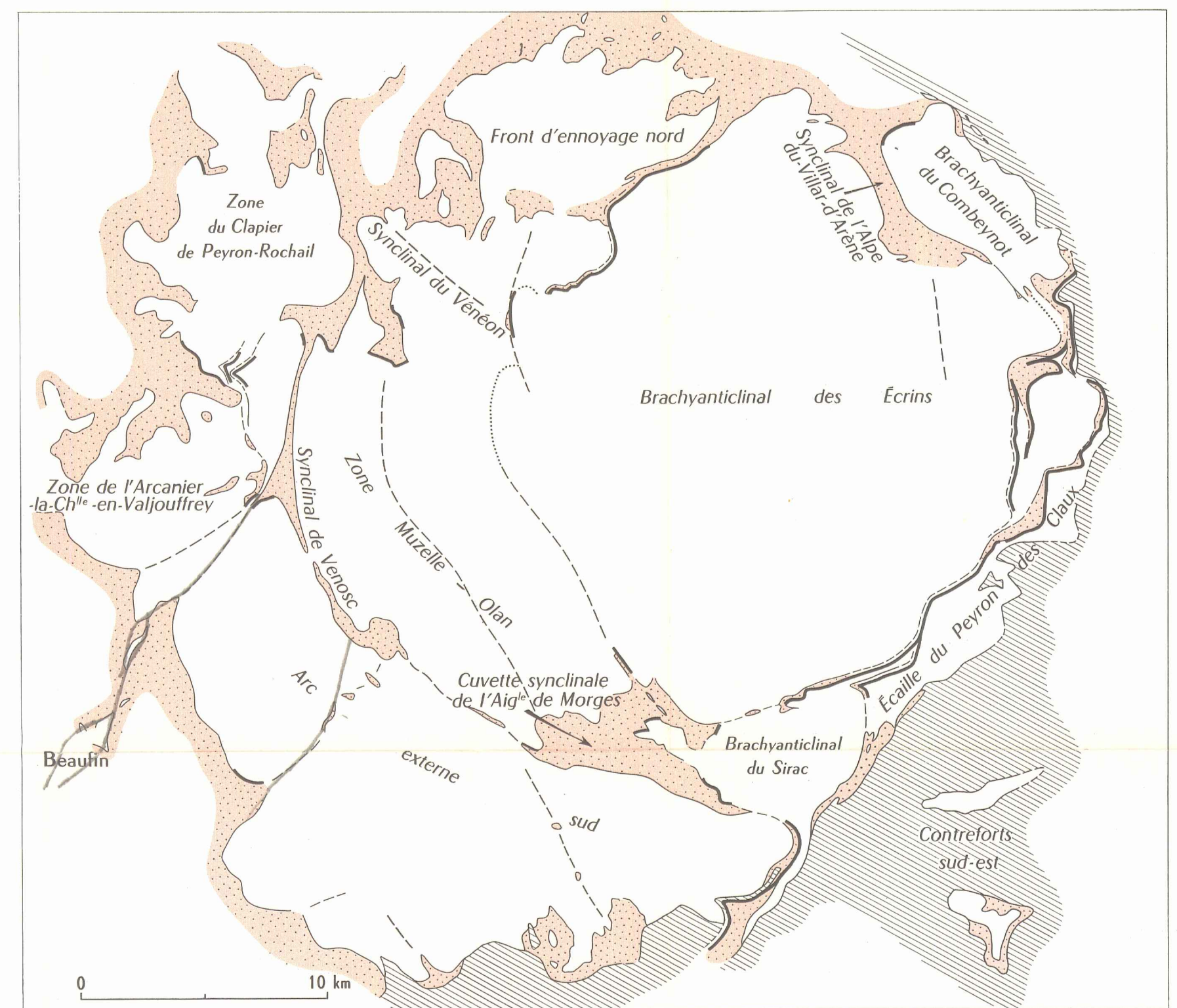
BULLETIN DU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE N° 275 - TOME LX



1. Distribution des affleurements.



2. Aspects généraux du soulèvement et du plissement du socle.

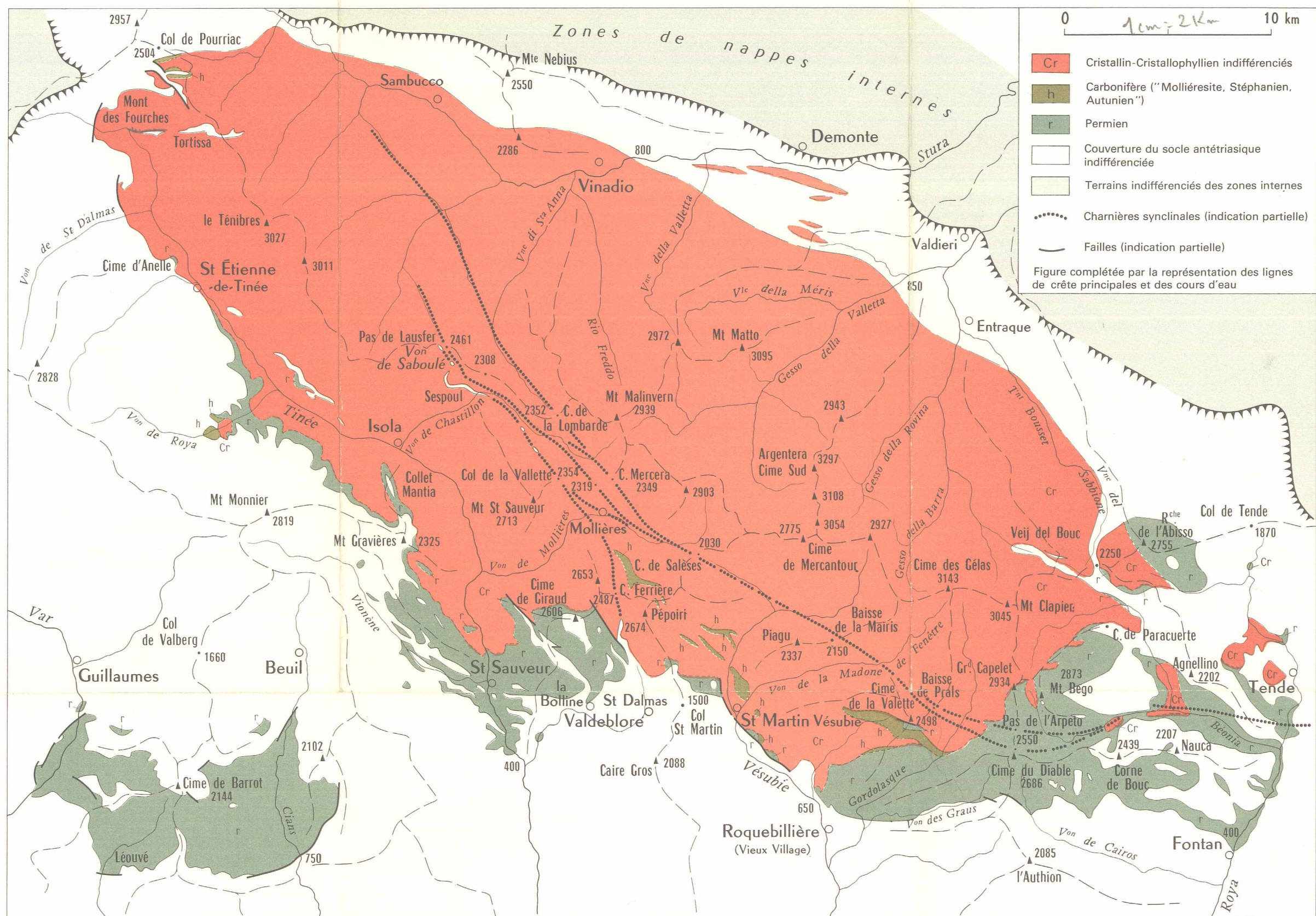


3. Distribution des chevauchements du socle antétriasique sur la couverture.

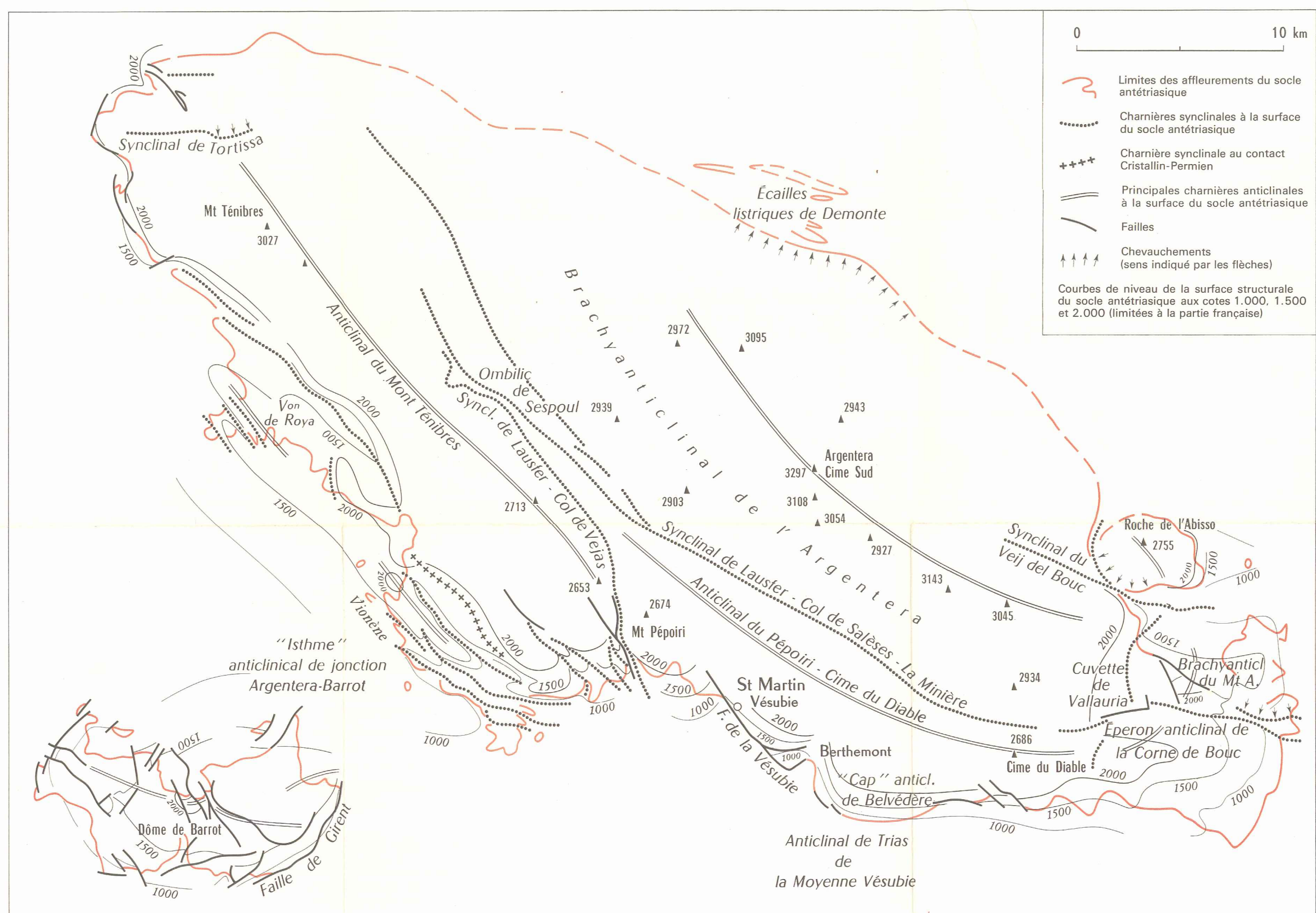
LE SOULÈVEMENT ARGENTERA-BARROT

Jean VERNET

Planche 2



1. Distribution des affleurements.



2. Éléments tectoniques du soulèvement et du plissement du socle.